钱建兴 著

晚第四纪以来南海古海洋学研究

科学出版社


国家自然科学基金委员会资助出版

晚第四纪以来
南海古海洋学研究

钱建兴　著

科学出版社

1999

内 容 简 介

本书对晚第四纪以来南海的古海洋演化和沉积学进行了深入的研究，并对南海与各大洋古海洋演化有关的问题作了深入的论证。书中第一章主要研究了晚第四纪以来南海沉积岩芯的沉积特征、沉积规律和沉积作用；第二章研究了晚第四纪以来南海的氧、碳稳定同位素地层，碳酸钙地层，生物地层，沉积速率和沉积通量；第三章研究了晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积、碳循环、输出生产力和初级生产力；第四章研究了南海晚第四纪以来表层水团和深层水团的演化、氧同位素记录与海平面变化和表层水古盐度的变迁。对上述研究得出的所有重要结论的基本作用机制都作了系统论证。本书可供地学科技工作者、有关院校师生阅读和参考。

图书在版编目(CIP)数据

晚第四纪以来南海古海洋学研究/钱建兴著. -北京：科学出版社，1999.10
ISBN 7-03-007421-1

Ⅰ. 晚… Ⅱ. 钱… Ⅲ. 古海洋学-研究-第四纪-南海 Ⅳ. P736.22

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 07258 号

科学出版社 出版
北京东黄城根北街 16 号
邮政编码：100717

中国科学院印刷厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1999 年 10 月第 一 版 开本：787×1092 1/16
1999 年 10 月第一次印刷 印张：11
印数：1—600 字数：248 000

定价： 28.00 元

前　言

本书利用南海113个表层站位和23个沉积岩芯的地球化学、古生物和粒度数据，对晚第四纪以来南海的古海洋演化进行了详细的研究。取得的主要结果如下。

在南海北部陆坡的岩芯中发现了与底层流的簸筛作用有关的有孔虫砂和粉砂分选层。南海北部沉积岩芯中正常深海沉积物的粒度特征为粉砂质粘土，在一些岩芯中沉积物具明显的冰期（褐色）和间冰期（淡白色）的颜色分界。研究了沉积物全粒级的粒度变化规律、沉积间断、浊流沉积和滑坡沉积。建立了8个岩芯浮游和底栖有孔虫的氧同位素地层。首次正式建立了晚更新世以来的标准稳定碳同位素地层，使得氧、碳稳定同位素第一次成为一对匹配并互为佐证的划分地层的工具，此外，其重要的碳循环意义是表明了碳同位素的分馏与碳循环、生产力和来源水及 PO_4 的被利用有关。研究证明浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值可以作为冰融水（含淡水）比较突发地开始大量注入海洋的有效监视器。由氧、碳稳定同位素地层学控制年代，对比15个岩芯的大量碳酸钙数据，首次在南海正式建立了晚第四纪以来高分辨的标准碳酸钙地层学时标，该标准碳酸钙地层时标在南海具广泛的可对比性。红色壳的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* (pink)最后一次出现的基面(LAD)在4个岩芯中为 $\delta^{18}O$ 的5.1期，深海盆地岩芯中 *G. ruber* (pink)自 $\delta^{18}O$ 第3期的即将结束时即有零星出现，属再沉积的产物，但是 *G. ruber* (pink)/*G. ruber* 的高百分含量为 $\delta^{18}O$ 的5.5期。晚第四纪以来的冰期时具有明显高于间冰期的平均沉积速率和沉积通量，通过高分辨率的SO49-37KL岩芯研究所表明的另外一个显著特点是，自 $\delta^{18}O$ 的5.5亚期以来海退时的沉积速率和沉积通量要明显大于海进时，包括间冰期时温暖的奇数亚期向相对较冷的偶数亚期过渡时和 $\delta^{18}O$ 第2期的2.21亚期向2.2亚期过渡时。沉积速率、沉积通量、碳酸钙百分含量和非碳酸钙质的沉积通量的对比研究表明，晚更新世以来存在着两次显著的并对碳酸钙百分含量造成稀释的陆源物质注入时期，第一次为自 $\delta^{18}O$ 的5.1亚期向5.0期和5.0期向4.24亚期过渡时，并在 $\delta^{18}O$ 的5.0期至4.24亚期时对碳酸钙百分含量造成了最大的稀释，导致了碳酸钙百分含量具有晚更新世以来的最低值；第二次为自 $\delta^{18}O$ 的3.1亚期向3.0期过渡时（也对碳酸钙百分含量造成了很大的稀释），但其沉积速率、沉积通量、非碳酸钙质的沉积通量和对碳酸钙百分含量的稀释程度都要小于第一次。

由南海126个表层沉积物的碳酸钙百分含量数据确定了现代南海的溶跃面(CLD)为2900m水深，临界补偿深度(CCrD)为3500m水深，小于5%的碳酸钙含量为4020m水深，在南海没有发现明显的补偿深度(CCD)界面。现代南海的CLD和CCrD较大洋要浅的主要原因是因为现代南海的深层水具有低的 CO_3^{2-} 浓度和高的 CO_2 含量，而南海深层水的低 CO_3^{2-} 浓度和高 CO_2 含量与南海为老水团和边缘海高的生物生产力有关。碳酸钙质量堆积速率(MAR)的计算结果表明，南海CCrD以浅和以深的岩芯都在氧同位素的1、2期和5、6期界限的冰消作用时记录了高的通量。末次冰消作用时的CCrD由现代的

3500m 水深变深至 4095m 水深。南海 CCD 深度以下的 SO49-14KL 岩芯(水深 3634m)碳酸钙的 MAR 记录与"太平洋型"碳酸钙百分含量的溶解旋回完全一致。SO49-14KL 岩芯自氧同位素第 5 期以来底栖有孔虫占全群的百分含量与碳酸钙的 MAR 所指示的实际溶解作用程度相符,但是在氧同位素的第 4 期和第 2 期开始至约 17ka 有孔虫的溶解指数与碳酸钙的 MAR 所指示的实际溶解作用程度不相符,表明受到了环境生态种的影响。末次冰消作用时,氧同位素的第 2 期和第 3 期(不包括 24ka 前后)的碳循环演化状况是,补偿深度带的碳酸钙溶解作用减弱,深层水团的 CO_3^{2-} 增加,CO_2 含量减少,方解石的饱和-未饱和面(在现代的南海为 1700m 水深)下降至大于 1700m 水深;氧同位素第 5 期(124ka 以后)和第 4 期时,补偿深度带的碳酸钙溶解作用加强,深层水团的 CO_3^{2-} 减少,CO_2 含量增加,方解石的饱和-未饱和面上升至小于或等于 1700m 水深。由 Sillén 和 Harvey海洋发展的"水团"海洋模式可以很好地解释上述碳循环的演化。中层水和深层水岩芯的有机碳通量、初级和输出生产力都记录了冰期较间冰期要高的值,在两个岩芯中,碳同位素的 C5.1 事件和 C3.11 事件附近记录了高的输出生产力。4 个岩芯中底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 和 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$都记录了冰期较间冰期要轻的值,晚更新世以来 SO50-37KL 和 SO49-8KL 岩芯 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$的变化与南极 Vostok 冰岩芯二氧化碳分压(P_{CO_2})的记录一致。由 *Globigerinoides sacculifer* 的 $\Delta\delta^{13}C_{南-北}$所反映的冰期时南海南部和北部表层水团的古水温和古盐度基本相同,而间冰期时则存在着明显的纬向温度梯度。底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 示踪表明,南海的深层水在末次冰期最盛期时混入了一个明显的低养分(低 PO_4)水团,该低养分水团产生于太平洋和南海的向下混合。SO49-8KL 岩芯(1040m 水深)底栖有孔虫的 Cd/Ca 具有冰期较间冰期要低的值,同样表明在中层水与深层水界限附近存在着冰期时的低养分水源。根据 SO49-8KL 岩芯底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与新几内亚 Huon 半岛海平面变化曲线的对比,发现自 72ka 至现代,底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与海平面变化曲线吻合,特别是底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与海平面变化曲线几乎一致。由浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 和转换函数古温度计算了氧同位素第 5 期以来表层水的古盐度,结果表明,在晚全新世、氧同位素的第 5 期和 180～160ka 时具有低的古盐度,其他时期具有高的古盐度。

本书系国家自然科学基金青年基金资助项目研究成果,在撰写过程中得到了秦蕴珊院士、苍树溪研究员的悉心指导并审阅了全文,杨子赓研究员、许东禹研究员亦审阅了全文,并给予了鼓励。

目　录

A STUDY OF PALEOCEANOGRAPHY IN THE SOUTH CHINA SEA DURING THE LATE QUATERNARY

CONTENTS

第一章 绪 论

一、古海洋学研究概论

1. 古海洋学定义

古海洋学是一门新兴的边缘学科。Kennett(1982)对古海洋学的定义是,“对海洋系统进行的研究”称之为古海洋学。Hay(1988)的定义是:“古海洋学是研究过去海洋与现代海洋差别的一门学问。”近年来,随着研究工作的深入,这门新兴学科的研究在进一步的拓宽和深入,概言之,古海洋学可定义为:利用海洋地质学的研究方法,配合化学海洋学、物理海洋学和生物海洋学等研究结果,研究历史上海洋体系状况及其演化和受控因素的一门学科。

2. 古海洋学的研究意义

海洋占地球总面积的70.78%,一旦海洋体系发生变化,会导致全球环境系统大的反馈。海洋沉积物及其岩芯中记录了丰富的环境变迁信息(秦蕴珊,1963;秦蕴珊等,1982,1987,1991;苍树溪,1988;苍树溪等,1989,1992;杨子赓等,1998),根据这些记录深入研究地质历史上的古海洋变迁,对于认识地球上的环境变迁、揭示地球环境系统(大气圈、水圈、生物圈和岩石圈)之间的内在联系和预测未来气候长期变迁等有着重要的意义。

古海洋学是继板块理论之后,在海洋研究方面正在取得重要进展的一门学科。随着深海钻探(DSDP)和大洋钻探(ODP)计划的实施,对侏罗纪以来全球大洋总体上的古海洋演化有了一些基本的认识,钱建兴(1990)作过较全面的阐述和总结。其中之一的认识是,在中生代时并没有很明显的纬向温度梯度,全球大洋和气候是温暖的,随着始新世的结束(约为38Ma B.P.),南极区有海冰形成,至中中新世(约17~14Ma B.P.)南极主冰冠形成,在晚上新世(约3~2.5Ma B.P.)北半球才形成永久性的北极冰冠,此后,特别是第四纪以来(约2Ma B.P.以来)进入了相对稳定的冰期与间冰期交替的时代。本书的主要目的就是利用沉积岩芯的记录,研究晚第四纪南海的古海洋演化,因为自约第四纪以来(特别是自氧同位素第22期距今约90万年开始的“中更新世气候转变”以来)这种冰期与间冰期的交替都是相对稳定的,所以具有明显的代表性。

3. 广义古海洋学研究简论

苍树溪等(1992)指出,古海洋学按其研究对象分为狭义古海洋学和广义古海洋学。所谓的狭义古海洋学是指用海洋沉积岩芯的记录来详细研究地质历史上的海洋环流、水团演化、海洋碳贮库及碳循环、古生产力、古水温、古盐度和海平面变迁等。广义古海洋学主要是指研究板块构造、海底扩张及岩石学等证据,借以恢复古海洋的总体面貌和古海洋

地理的总体演化等。目前一般的古海洋学研究均指狭义古海洋学。尽管广义古海洋学的研究程度没有狭义古海洋学那样深入，但是为了研究工作的深入，作一些广义古海洋学研究方面的简要探讨是必要的。

现在海水覆盖的大洋部分是与自地球形成以来相比很短的时间内(只占约5%的时间尺度)由海底扩张形成的。洋壳具典型的三层结构，即层1为沉积物，平均厚度约为4500m；层2为玄武岩，平均厚度约为1750m；层3为辉长岩层，平均厚度约为4700m。其下为莫霍面和上地幔。DSDP和ODP计划的一个重要贡献是确证了洋壳的年龄很年轻，即最老岩石的年代只相当于侏罗纪(约180～170Ma)。因为现在被海水覆盖部分的洋壳是自侏罗纪以来形成的，所以再造侏罗纪以来古海洋演化的地质证据比较充分，但是再造侏罗纪以前的古海洋演化就比较困难。主要原因是由于洋壳岩石的密度大于陆壳，洋壳板块会俯冲于陆壳板块之下在地幔中消亡，这样侏罗纪以前的古洋壳几乎俯冲殆尽，只有很少一部分海洋沉积物和洋壳岩石，在沿大洋边缘的海沟俯冲时，被刮剥下来，混杂于陆侧板块的增生楔形体内；还有一些陆块地体和厚度大的洋底高原，因为难以俯冲潜没，在洋壳板块俯冲时被残留和镶嵌在陆地板块的边缘；此外，还有风毛麟角的侏罗纪以前的古洋壳和海洋沉积物被残存于褶皱山脉中。所以要准确地再造侏罗纪以前的古海洋演化比较困难。但是利用上述三个方面的地质证据和古地理复原等(Wegener, 1924; Ziegler et al., 1979; Holloway, 1981; Taylor and Hayes, 1980, 1983; Kennett, 1982; Kudrass et al., 1986等)，其基本地质轮廓和总体的海洋演化还是能显示出来。即在早古生代(约为590～540 Ma)地球上存在被古大洋分隔的六大古陆块，分别是冈瓦纳、劳伦、西伯利亚、波罗的、中国和哈萨克斯坦陆块，当时的冈瓦纳古陆约占全球总面积的1/2以上，包括现代的非洲、南美洲、澳大利亚、南极、印度、阿拉伯、南欧、佛罗里达、土耳其、伊朗、阿富汗和西藏等；劳伦古陆包括现代的北美地块、格陵兰及西伯利亚东部等；波罗的古陆包括俄罗斯和波罗的陆块。其基本演化情况是，早古生代至中古生代六个古陆块分别被古大洋分隔在低纬地带和南半球，由于板块运动，随着时间的推移至晚古生代(约300Ma)，六个古陆联成一体，呈南北向分布，形成联合古陆，一直持续到早侏罗世(约200～180Ma)。当时的大洋称之为泛古洋。泛古洋直接与两极相通，最早提出这种海陆起源学说的是Wegener(1915,1924)。从早侏罗世开始(200～180Ma)泛古洋被逐步分离成大西洋、北冰洋、印度洋、南大洋和残留的太平洋。早侏罗世以前的联合古陆被古特提斯海和泛古洋的一个小三角形海洋分开，古特提斯海随着印度洋的张开，逐步缩小为地中海，从侏罗纪以来，世界大洋格局发生了重要变化，下面简要论证自侏罗纪以来三大洋的广义古海洋演化。

现代大西洋是唯一能直接贯通两极的大洋，所以对两极间的环流、水团变化起到了很重要的作用。自侏罗纪以来大西洋的演化比较复杂，最老的洋壳岩石为晚侏罗世，发现在北太平洋的北非和北美边缘，北大西洋的扩张始于中侏罗世(约165Ma)，沿北美东缘、西非北缘首先张开，至早白垩世约125Ma时，发育了活动的中央海岭，最大水深可达4000m。从早白垩世(约125Ma)到早白垩世的晚期(约110Ma)南大西洋才开始沿南非和南美大陆边缘扩张，当时的最大水深约为2000m，但此时南大西洋和北大西洋仍然没有贯通。到晚白垩世早期(约95Ma)，欧洲开始从北美分离，格陵兰也从欧洲和北美离开，南大西洋区的非洲凸出部与南美分开，南大西洋和北大西洋之间开始以浅水相连通，从晚白垩世(约80Ma)至早第三纪(约53Ma)，北大西洋的水深可达5000m，并且以深的水道

与南大西洋贯通，至中中新世早期（约 21Ma），形成了现代大西洋的格局。

印度洋是三大洋中最年轻的大洋，几乎整个印度洋的洋壳年龄都新于晚白垩世，其形成是随着冈瓦纳古陆的解体开始的，在此以前印度与南极洲和澳大利亚西部相连接，称之为大印度。其主要的演化是，从早侏罗世起，冈瓦纳古陆首次解体，早白垩世（约125Ma）随着南美与非洲的分离，印度、澳大利亚和南极洲也同时分开，这标志着印度洋几乎与南大西洋同时张开，也意味着古特提斯海的消亡和新的三大洋的开始，晚白垩世（约90Ma）开始，印度板块与南极洲才完全脱离，此时环南极带的海流基本雏形开始形成，当时的印度板块以很快的速度沿东印度洋海岭北部雁行排列地段之东的转换断层向北移动，在早始新世（约 53Ma）与亚洲相撞（形成喜马拉雅山脉）并连为一体。此时的东印度洋已扩张形成一个海盆，在西印度洋的中央海岭处开始了南北向的扩张，当时的印度、澳大利亚和南极洲被分离在各自的板块，到渐新世的约 32Ma，东印度洋海岭转换断层两侧的相对运动终止，印度和澳大利亚结合成一个板块，该板块和南极洲板块之间的运动从北南向转变为北东-南西向，此时的澳大利亚离开南极洲向北移动，因为印度和澳大利亚在同一板块上，所以它们两者间的距离不变，其移动主要是因为印度洋中央海岭的扩张。至晚渐新世现代印度洋的格局形成。

太平洋是最古老的海洋，是泛古洋缩小后的产物。所以说太平洋的古海洋演化和形成与大西洋迥然不同，印度洋是海底扩张的产物，而太平洋则是在泛古洋受损的情况下形成的。随着太平洋的增长，美洲向西移动，澳大利亚向北移动，太平洋开始逐渐缩小，从早白垩世起太平洋的大部分洋壳俯冲消亡在东北亚、南北美，有些可能还在南极之下。现代太平洋的大部分区域是东太平洋海岭向北扩张形成的，所以西太平洋和中太平洋洋壳的年代较老，为中、晚侏罗世和白垩纪，而东太平洋洋壳的年代较新，大部分为新生代，随着中中新世时太平洋一系列边缘海的形成，形成了现代太平洋的格局。

二、南海的基本地质、水文气象和水化学特征

1. 南海的基本地质概况及其形成

南海是太平洋最西端的一个边缘海，呈北东-南西向的菱形，总面积约为 350×10^4 m^2。南海北部和西部毗邻亚洲大陆，东部通过几个海峡与东海、太平洋、苏禄海和苏拉威西海贯通，南部通过巽他陆架与印度洋的次表层水和表层水交换。在构造位置上，南海位于欧亚板块、太平洋板块和印度板块之间，其基本地质概况是，就南海的地壳性质而言，它包括了陆壳和洋壳，其中一个显著的特点是，南海诸岛都为陆壳性质。大陆架和大陆坡的基底主要为古生代、中生代的变质岩和中生代的花岗岩，洋壳基底主要为新生代的玄武岩类，在此之上接受了巨厚的沉积物。现代南海表层沉积物主要有三大类型，3500m（碳酸钙临界补偿深度）以深为硅质粘土沉积区，其碳酸钙百分含量均小于 10%；3500m至上陆坡区，主要为含碳酸钙的粉砂质粘土，其碳酸钙的百分含量约为 10%～70%；上陆坡至内陆架主要为粉砂质砂和含生物碎屑的砂，残留砂沉积也属该种类型。南海的主要地貌类型有大陆架（岛架）、大陆坡（岛坡）、深海盆地，并含有水下三角洲、水下阶地、海底峡谷、海槽和海沟等。深海盆地的最大水深位于12°53′N，113°55′E，水深为4577m（国家海

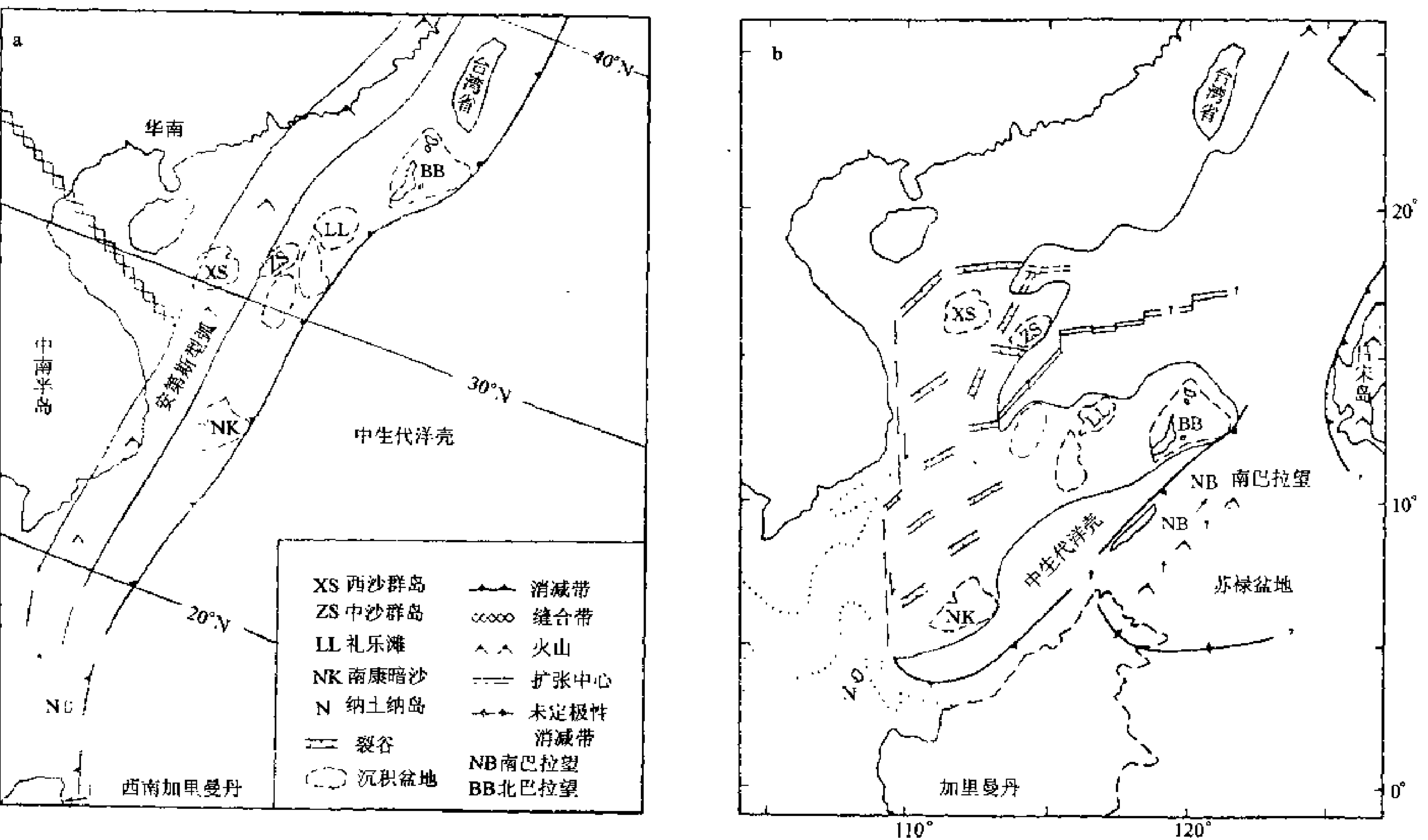


图 1-1　中侏罗世—白垩纪中期(a)和早中新世(b)南海的复原(Taylor and Hayes,1983)

Fig. 1-1　Restoration of the South China Sea in Middle Jurassic–middle Cretaceous (a) and (b) Early Miocene (Taylor and Hayes, 1983)

洋局,1988)。南海具有独特的地理位置,高的边缘海沉积速率。可以说研究南海的古海洋具有典型的代表性,这是因为其南部经巽他陆架与印度洋的次表层水体进行交换,北部经巴士海峡可与太平洋的表层水、次表层水、中层水和深层水进行交换,而现代太平洋的深层水有30%左右来源于北大西洋深层水(Broecker,1993)。南海的沉积速率与大洋相比要高得多,并且在冰期时,由于海平面降低,南部巽他陆架出露成陆,隔绝了与印度洋热带水团的交换,所以说研究南海的古海洋演化具有特殊的意义。

根据Taylor和Hayes(1983)、Kudrass等(1986)和中国-德国南海地球科学合作研究的拖网岩石证据,南海的形成演化是,中侏罗世—白垩纪中期时,西沙群岛、中沙群岛、礼乐滩、南康暗沙和北巴拉望岛与中国大陆连为一体,地壳性质为陆壳,其东部的地壳性质为洋壳(图1-1a)。从古新世开始,该区的大陆边缘地壳变薄发生断裂,随后在中渐新世发生明显的海底扩张,南沙诸岛与我国大陆发生分离,逐渐向东南运移,到早中新世基本形成了南海的雏形(图1-1b),中中新世海底扩张基本终止,南海现代的格局形成。"SONNE"号SO23和SO27航次及中国-德国南海地球科学合作研究SO49航次获得了较多重锤式拖网岩石,在南海北部(SO49航次获得)的主要岩石类型和分布是:岩浆岩类,斜长花岗岩在中沙地体以东发现;闪长岩分别发现在中沙地体附近和北部大陆坡角;流纹质熔岩取自中沙地体北东区;辉长岩则发现在北部大陆坡角;气孔状玄武岩样品主要取自南海中央海山和中沙浅滩南东区。沉积岩类,礁灰岩主要取自中沙浅滩周围,其古生物鉴定时代为中新世,粘土岩在南海北部陆坡被发现。变质岩主要是取自中沙浅滩的黑云母斜长片麻岩。在南海南部(SO23和SO27航次)和礼乐滩、南子礁和北巴拉望附近获得的主要岩石情况是,除上述岩石类型外,还在该区取得了较多类型的沉积岩,分别是硅质页岩、三叠纪砂岩和泥岩、古新世和渐新世粉砂岩、早中新世浅海相碳酸盐岩和上新世软泥,这些岩石学资料说明中沙地体的基底为陆壳性质,而南子礁下部的陆壳性质也被所获得的晚三叠世三角洲相的片麻岩所证实,同时也佐证了上述第四纪前的南海古海洋再造。

2. 南海的基本水文气象和水化学特征

根据Wyrtki(1961)、Broecker(1982)、中国科学院南海海洋研究所(1985)、冯文科等(1987)、陈史坚等(1989)和李绪录等(1989;李绪录,1993)的资料数据,对南海的基本水文气象和水化学特征进行简要论证。

现代南海的表层环流明显受季风控制,冬季和夏季的流向相反。夏季西南季风盛行,其环流方向为顺时针,赤道暖流经巽他陆架进入南海,夏季表层环流的最大流速可达1kn,经巴士海峡流出南海(图1-2a)。冬季东北季风盛行,表层环流方向为逆时针,部分经巽他陆架流出南海和进入苏禄海,在南海西部其最大流速约为1kn(图1-2b)。

南海的降雨状况是,南海北部的年平均降雨量约为1500~2000mm,南海南部的年平均降雨量约为2800mm,其特点是随着纬度的降低,降水量递增。

南海的风场特征是,5月下旬至9月为西南季风,11月至4月中旬为东北季风,4~5月和9~10月为季风过渡期,风向多变。台风盛季为7~11月。南海北部的气温是1月平均气温最低,一般为15~24℃,7月平均气温最高为28~29℃。南海南部的最低气温在1月,平均气温约为26.7℃;4~5月气温最高,平均气温为29℃。

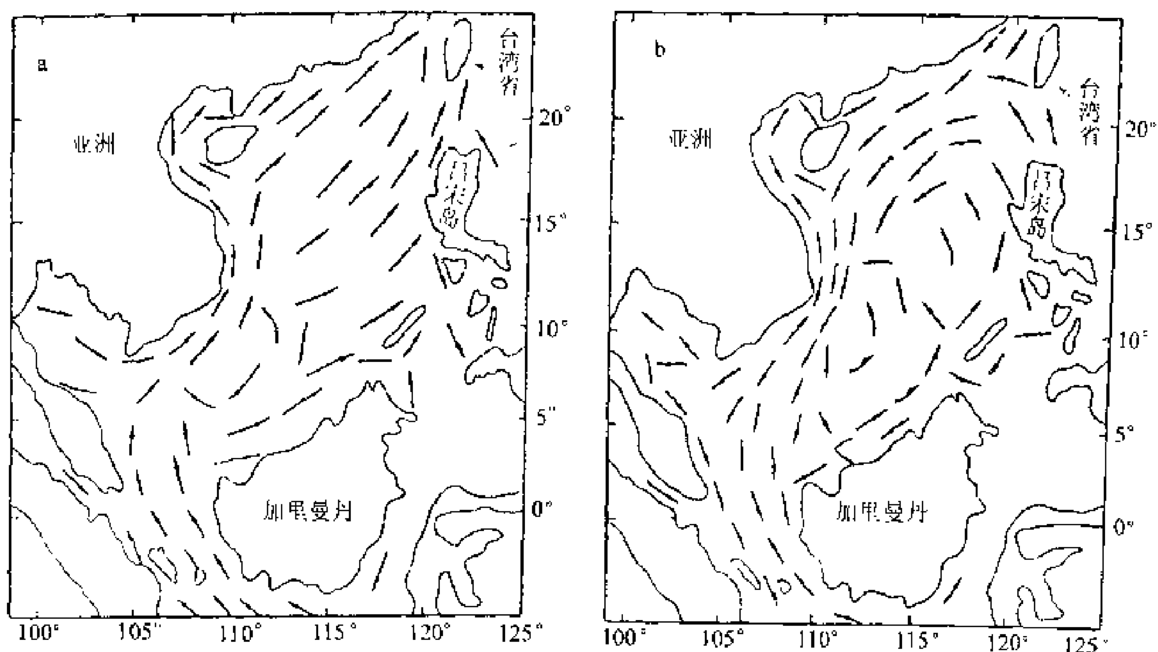


图 1-2 南海的现代表层环流(据王律江等,1990,由陈史坚等,1985 改绘)

a.夏季; b.冬季

Fig. 1-2 Present surface circulation patterns of the South China Sea(from Wang Lüjiang et al., 1990, which is redrawn from Chen et al., 1985)

a. Summer; b. Winter

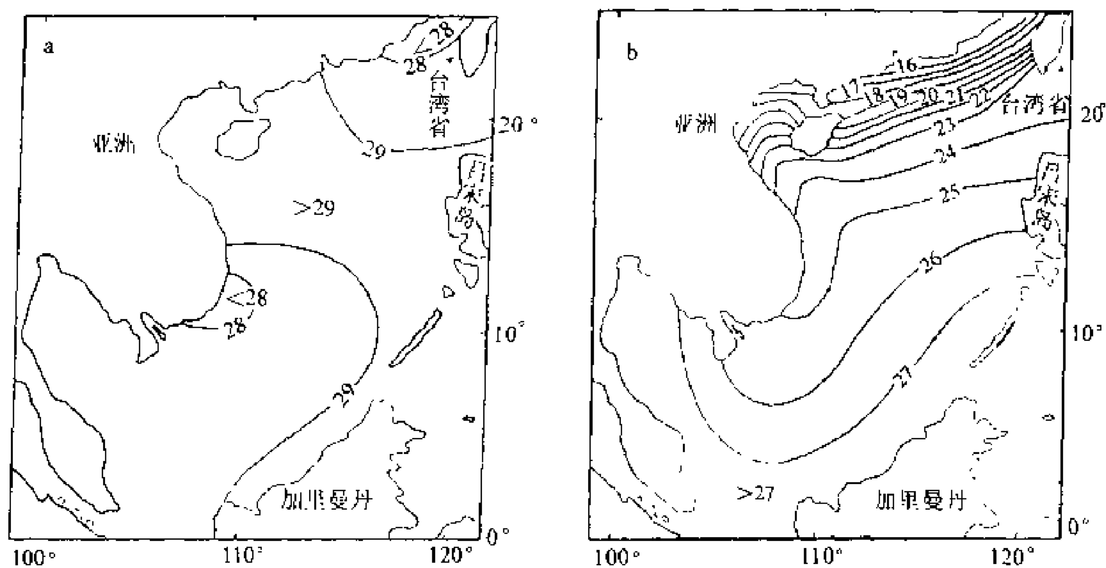


图 1-3 南海的现代表层水温(据王律江等,1990,由陈史坚等,1985 改绘)

a.夏季;b.冬季;图中等值线中的数字代表温度(℃)

Fig. 1-3 Present surface temperature of the South China Sea(from Wang Lüjiang et al., 1990, which is redrawn from Chen et al., 1985)

a. Summer; b. Winter; Isolines indicate temperature(℃)

南海表层水温分布的特点是，夏季南海北部的表层水温为26～29℃，南海南部的表层水温为26～30.93℃，其主要特点是南北向的温度梯度小(图1-3a)。冬季南海北部的表层水温较低，最低表层水温小于16℃，向南逐渐递增，南海南部的平均最高表层水温为大于27℃，其明显的特点是，南北向的温度梯度与夏季相比明显变大(图1-3b)

表层盐度特征是，近岸水盐度较低，约为28‰～33‰，外海区盐度较高，约为34.03‰～34.46‰。表层密度的变化与温度、盐度相关，冬季在南海北部的台湾海峡至上川岛附近有一高密度带，夏季的表层密度要小于冬季。

南海的水团划分是，表层水团，0～75m；次表层水团，75～250m；中层水团，250～1000m；氧含量最小层，600～800m；上深层水团，1000～2000m；下深层盆地水团，2000m以深。各水团的盐度、温度、溶解氧和PO_4含量分别列于表1-1，表1-1同时也给出了热带西太平洋水团的划分及相应参数。

表1-1　南海和热带西太平洋水团划分及其参数

Table 1-1　Comparison of watermasses and their factors between the South China Sea and tropical western Pacific Ocean

南海						热带西太平洋					
水团	水深(m)	盐度(‰)	温度(℃)	氧含量(mol/dm^3)	PO_4($\mu mol/kg$)	水团	水深(m)	盐度(‰)	温度(℃)	氧含量(mol/dm^3)	PO_4($\mu mol/kg$)
表层水	0～75	34.03～34.46	21～30.93	4.37～5	0～0.2	表层水	0～130	33.93～34.81	24.3～29.6	6.1～7.2	0～0.7
次表层水	75～250	34.5～34.86	12～21	2.4～4.4	0.2～1.5	次表层水	100～200	34.8～35.8	20～24	3.7～4.6	0.5～1.2
中层水	250～1000	34.4～34.53	5～12	1.7～2.4	1.5～2.7	中层水	200～1000	34.1～34.6	4～11	1.2～3.0	1.2～3.1
氧含量最小层	600～800	34.4～34.53	5～11	1.7～1.95	1.5～2.7	氧含量最小层	615～889	34.14～34.55	4～11	1.2～2.59	3.1
上深层水	1000～2000	34.5～34.62	2.35～5	1.95～2.54	2.7～3.0	深层水	1000以深	34.55～34.7	1.6	3.4	2.4～3.10
下深层盆地水	2000以深	34.62	2.29～4.94	2.54	2.7～3.0						

在此需要指出的是，中国科学院南海海洋研究所(1985)及国家海洋局(1988)对南海深水团的划分是，上深层水团，1000～2500 m；下深层盆地水团，2500m以深。划分的主要依据是温度和盐度。本书对此进行了如表1-1的重新划分，划分的主要依据是位温和盐度，并引

入了深水温盐界面的概念，主要是鉴于位温能更好地反映来源水。所谓的位温是指，当海水流体加压压缩，如不同外界发生热量交换，会导致海水流体的温度升高。与此相反，如果海水流体膨胀，海水本身释放能量，则必然会使得海水温度降低，这种绝热变化在高静压的深海比较明显。当深层海水以绝热方式升至海面，由于压力减小会产生温度变化(即实测温度要高于位温)，此时的保留温度谓之位温。其表达式为，$\theta = T - \Delta t$，式中 θ 为位温，T 为深度 Z 时的实测温度，Δt 为海水提升至海平面时温度降低值。所以位温代表的是校正

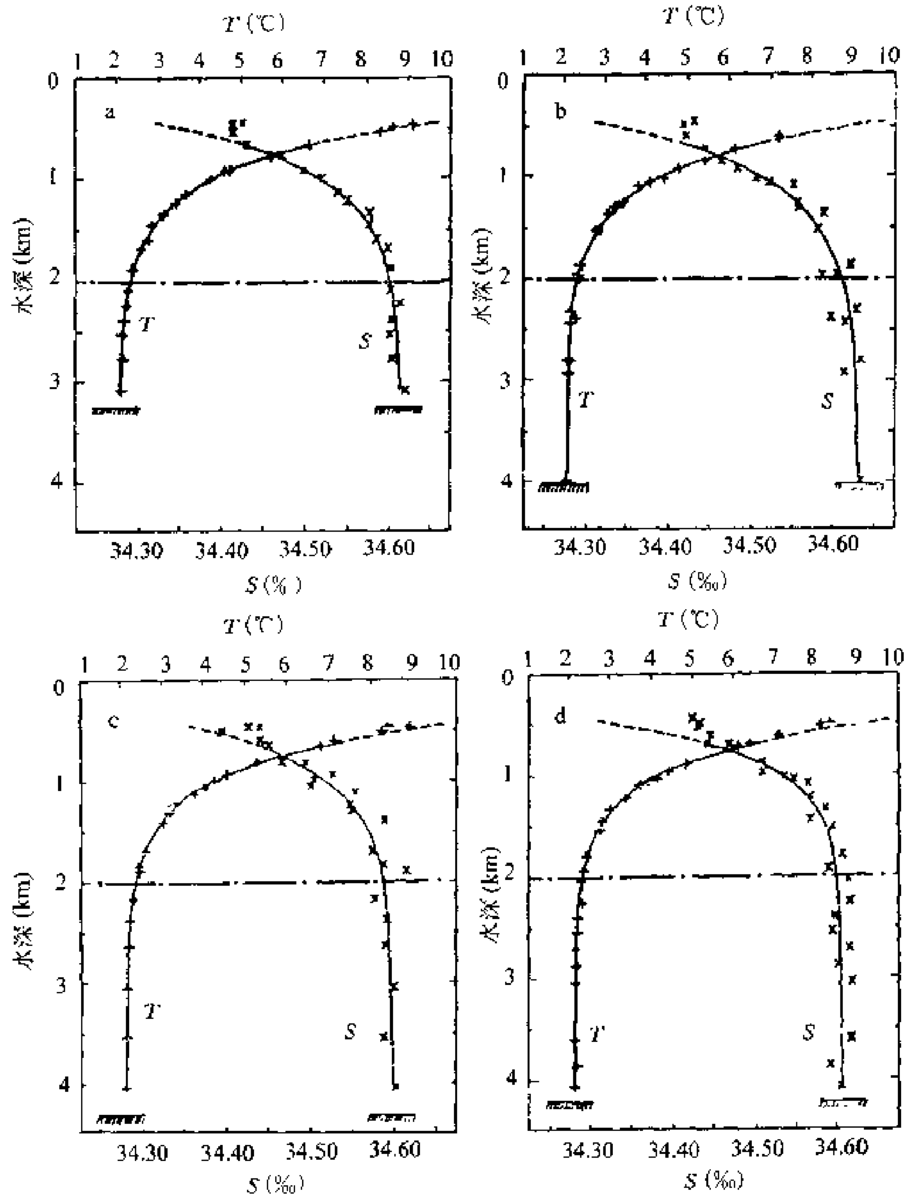


图 1-4 南海的位温(T)和盐度(S)的垂直剖面(据李绪录等，1989 改绘)

图中的点划线代表深水温盐界面；a 代表 8324 站(17°59.8′N，114°00.2′E)；b 代表 8327 站(18°06.2′N，117°01.8′E)；c 代表 8353 站(13°30.8′N，114°00.9′E)；d 代表 8356 站(13°30.4′N，116°58.8′E)

Fig. 1-4 Vertical profiles of the potential temperature (T) and salinity (S) in the South China Sea (redrawn from Li Xulu et al., 1989)

Dot and dash lines denote benthic thermocline and halocline hydrographic transition; a. Station 8324(17°59.8′N, 114°00.2′E); b. Station 8327(18°06.2′N, 117°01.8′E); c. Station 8353 (13°30.8′N, 114°00.9′E); d. Station 8356(13°30.4′N, 116°58.8′E)

至海平面时的温度。从图 1-4 的 4 个南海北部和南部的位温和盐度剖面可以清楚地看出,2000m 以下的深层水的位温和盐度基本保持恒定,其位温约为 2℃,盐度约为 34.62‰,所以南海的深水温盐界面为 2000m 水深。据此,把南海的深层水团划分为,上深层水团,1000～2000m;下深层盆地水团,2000m 以深。

三、研究采用的沉积岩芯、岩性和沉积物粒度

本次研究采用的沉积岩芯主要是中国-德国南海地球科学合作研究期间(1987～1990 年)所获得。重力岩芯主要为,SO49 航次的 SO49-5SL;重力活塞岩芯有,SO49-37KL、SO49-41KL、SO49-8KL、SO49-12KL 和 SO49-14KL;SO27 航次的 SO27-91KL,SO50 航次的 SO50-29KL 和 SO50-37KL。作为对比研究分别采用了 V35-5、V36-1、V36-3、V36-6、GGC-6、GGC-11、GGC-12 和 SCS-15A 等岩芯。这些岩芯的经纬度、水深和岩芯长度分别列于表1-2,站位标绘于图1-5。SO49航次的岩芯位于SO49-18和SO49-23的两个地学剖

表 1-2 沉积岩芯的经纬度、水深和岩芯长度

Table 1-2 Latitude and longitude of the cores, water depth and core length

岩 芯	纬 度(N)	经 度(E)	水 深(m)	岩芯长度(m)
SO49-5SL	19°27.3858′	114°16.4442′	901	4.05
SO49-8KL	19°19.4650′	114°20.8356′	1040	9.65
SO49-12KL	19°01.1965′	114°29.9098′	1532	9.20
SO49-14KL	18°31.1885′	114°41.6560′	3634	13.20
SO49-37KL	17°49.0359′	112°47.0938′	2004	13.10
SO49-41KL	18°16.5336′	112°40.6531′	2120	13.00
SO27-91KL	8°33.45′	115°41.48′	2060	14.60
SO50-37KL	18°54.60′	115°45.78′	2695	8.51
SO50-29KL	18°26.08′	115°39.22′	3766	9.93
V35-5	7°12′	112°04.8′	1950	3.60
V36-1	18°04.2′	116°11.4′	3821	9.06
V36-3	19°00.5′	116°05.6′	2809	12.00
V36-6	19°46.5′	115°48.5′	1597	12.63
GGC-6	12°09.1′	118°03.9′	2975	1.50
GGC-11	11°53.2′	118°19.9′	2165	1.45
GGC-12	11°55.9′	118°12.8′	2495	1.50
SCS-15A	10°24.837′	114°14.106′	1812	2.95

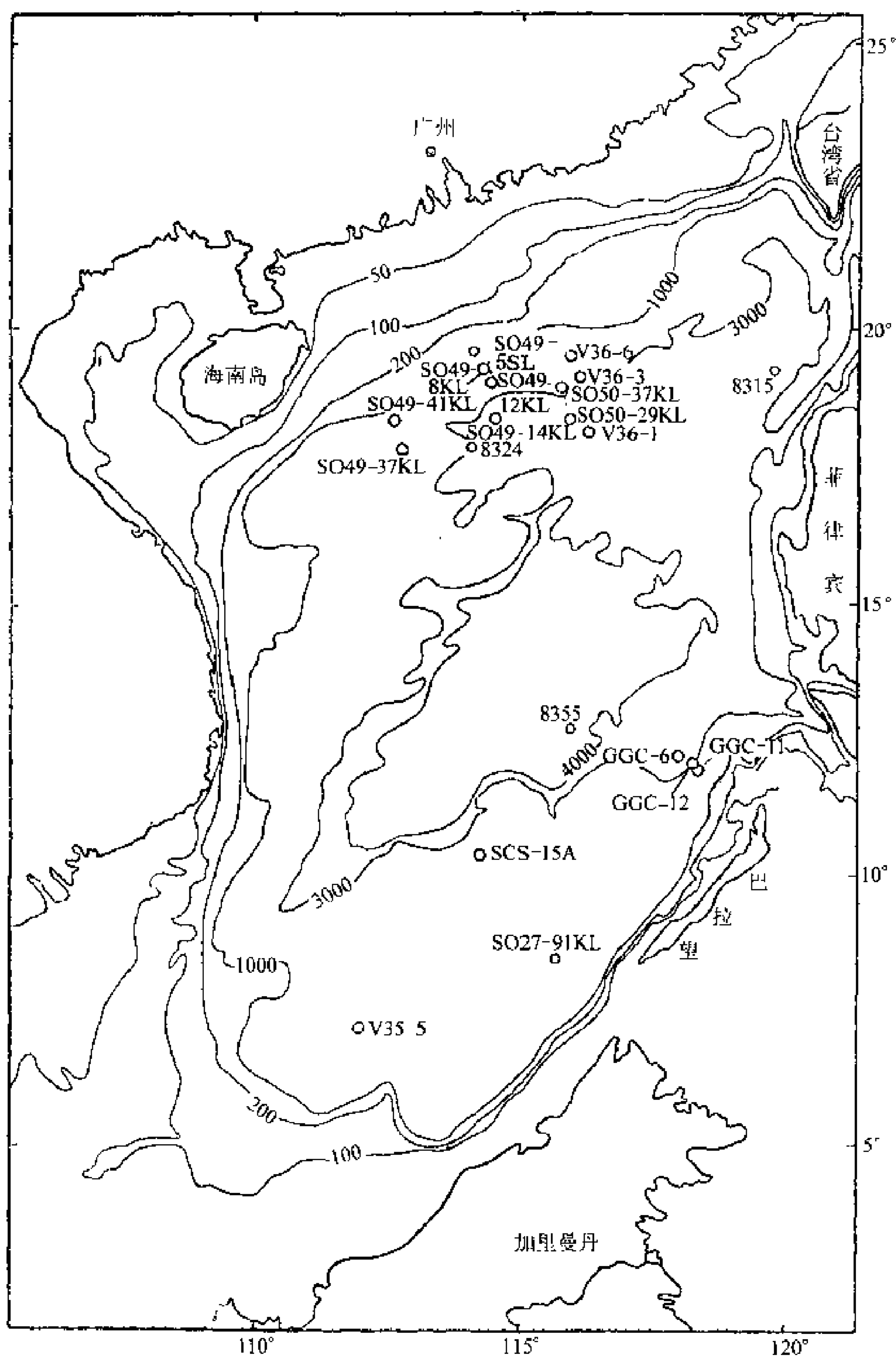


图 1-5 沉积岩芯站位图

图中等值线中的单位为 m

Fig. 1-5 Sedimental core stations

The unit of isobath is denoted by m

面上，这些岩芯穿越了南海次表层水以下的所有水团，岩芯及剖面位置如图 1-6 示。

本书详细研究的 SO49 航次两个主要地学剖面的沉积岩芯柱状图及主要沉积学特征如图1-7示。对SO49-8KL、SO49-14KL和SO49-41KL以10～20cm的间距进行了全部

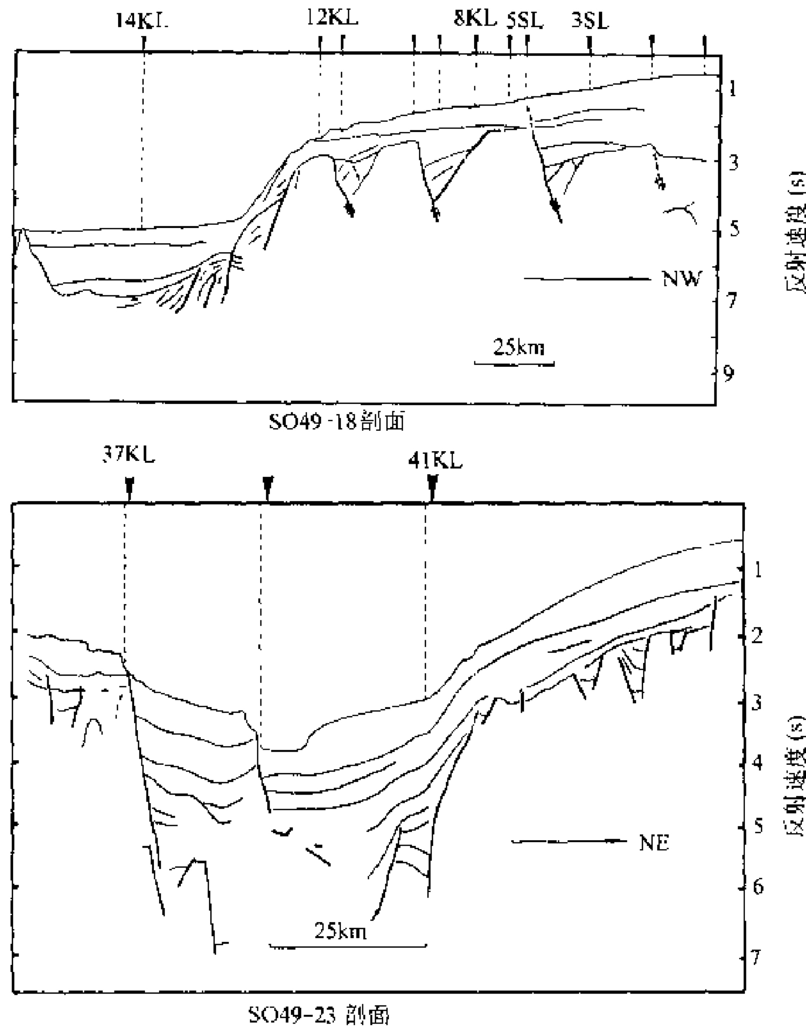


图 1-6　SO49 航次岩芯位置剖面图

Fig. 1-6　Seismic profiles of SO49 Cruise and equivalent cores

粒级的粒度分析;SO49-37KL 的粒度分析为 10cm 的间距,分析的粒级是大于 0.063mm,0.063~0.032mm 和小于 0.032mm;SO49-5SL 和 SO49-12KL 的粒度分析间距为 10~40cm,分析的粒级是大于 0.025mm、0.025~0.063mm 和小于 0.063mm。这些沉积岩芯晚第四纪以来的主要粒度特点是,正常的深海沉积物为粉砂质粘土级,其中粘土级(小于0.004mm)的含量均大于 50%~60%,其次为粉砂级(0.063~0.004mm),而砂粒级(大于0.063mm)的含量与水深和陆源粘土级物质的稀释有关,在 SO49-18 剖面上其变化趋势是,上陆坡的 SO49-5SL 和 SO49-8KL 的砂粒级含量约为 5%~10%,至水深 1532m 的 SO49-12KL 增加至 10%~20%,反映了陆源物质的稀释减弱,至深海盆地由于溶解作用又减少至 1%左右和小于 1%。本书所指的深海沉积物是按照水深大于 700m(Kennett,1982)的沉积物为深海沉积来定义的,其中所甄别的“正常深海沉积物”是指不含有滑坡和浊流沉积层的异常沉积,也不包含有孔虫砂和粉砂分选层。有孔虫砂和粉砂分选层是指由于底流的强分选作用所形成的以大于粉砂粒级为主的粗颗粒(一般大于 60%~69%)的沉积层,其主要特征是,砂粒级含量一般大于 20%,小于 40%;粉砂级含量一般大于30%,小于40%;粘土级含量约为30%左右。该分选层主要以有孔虫砂和粉砂为主,并且

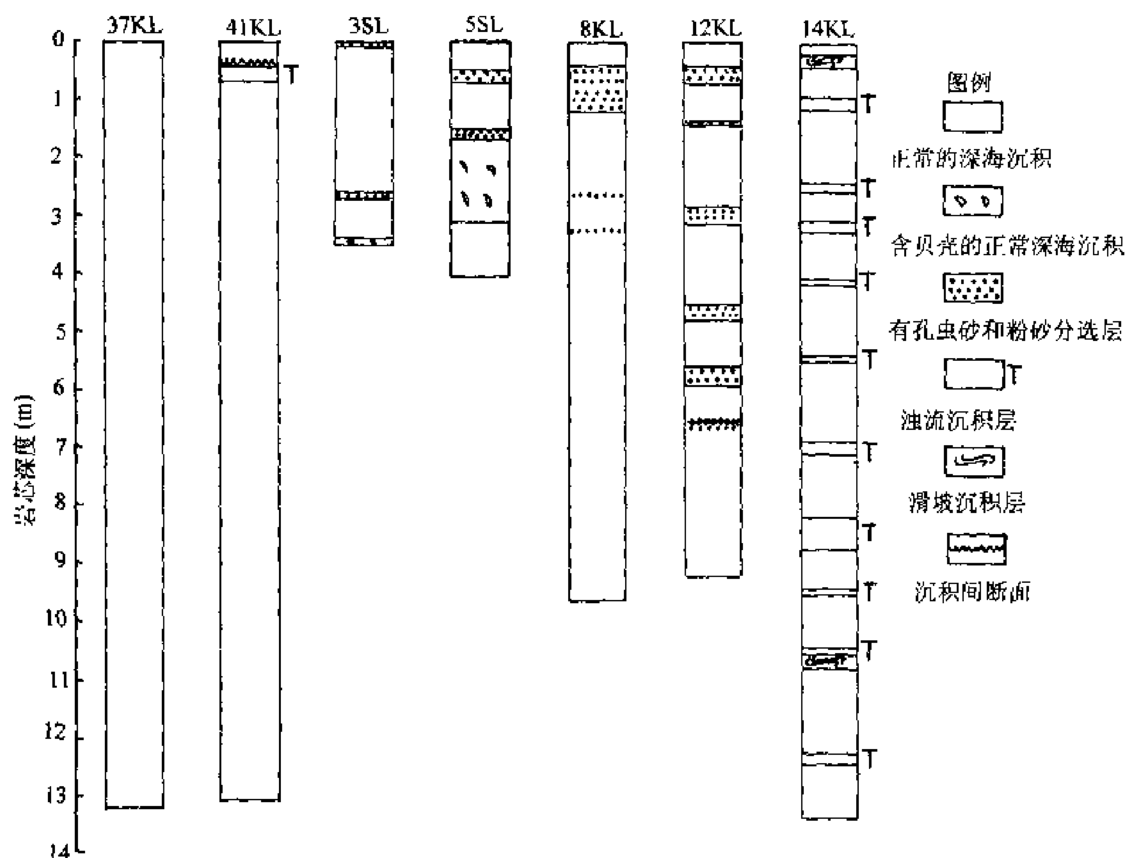


图 1-7 SO49 航次岩芯的沉积岩性图

Fig. 1-7 Sedimentary lithological histograms of the SO49 Cruise cores

自分选层的底部至上部不存在正粒序的变化。根据地层学的研究(第二章),有孔虫砂和粉砂分选层属于正常序列的地层,与正常深海沉积物的区别在于该层由于底层流的簸筛作用,使得该层与正常深海沉积物相比,其沉积物中粘土级的细粒组分含量低。该区的浊流沉积层一般不含有典型的鲍马序列(A 层,粒级为砾和砂为主;B 层,以砂粒级为主,板状平行纹层; C 层,粉砂粒级为主,波状和卷转层理;D 层,以粉砂粒级为主,但含量较 C 层低,具平行纹层和粒序;E 层,以粘土为主,粒序和纹层或有或无。在一个完整的鲍马序列内,粒级发生由粗到细的正粒序变化)。研究区的浊积层几乎全部缺失鲍马序列的 A 和 B 层,从成因上划分属远源浊积物,从沉积物类型上划分属含砂级粉砂质粘土浊积物,其总的特点是,自浊积层的底部向上砂和粉砂的含量递减,正粒序,各浊积层的特点将在岩芯描述中详细探讨。下面对 SO49 航次各岩芯的沉积岩性及各氧同位素期(氧同位素期的划分详见第二章)的沉积粒度变化规律予以描述和探讨。

SO49-37KL 岩芯位于西沙北海槽的南东坡(图 1-6),其沉积岩性全部由正常的深海沉积物组成(图 1-7),该岩芯底栖生物扰动作用很微弱。在 710～910cm 段沉积物的颜色为灰白色,其他层位均为褐色,而 905cm 处恰好为 $\delta^{18}O$ 5、6 期的界限。在 80～110cm 段存在一棕色火山玻璃灰层。在 353～354cm 段具无色火山玻璃灰层。沉积粒度特征是,砂粒级(大于 0.063mm)的变化范围约为 1%～10%,间冰期($\delta^{18}O$ 的 2、3 和 5 期)时的百分含量较冰期($\delta^{18}O$的1、4和6期)时高(图1-8),因为大于0.063mm粒级的有孔虫组分

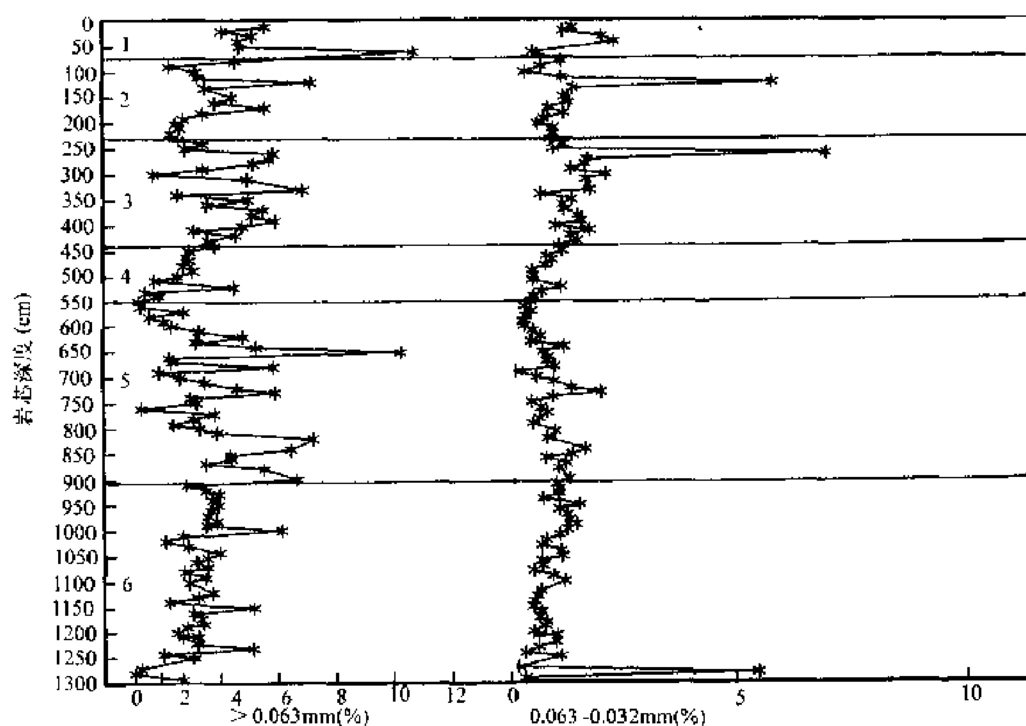


图 1-8 SO49-37KL 岩芯砂级(>0.063mm)和 0.063~0.032mm 粒级的百分含量
图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-8 Percentages of sand fraction (>0.063mm) and 0.063~0.032mm fraction in core SO49-37KL

Numbers denote oxygen isotope stages

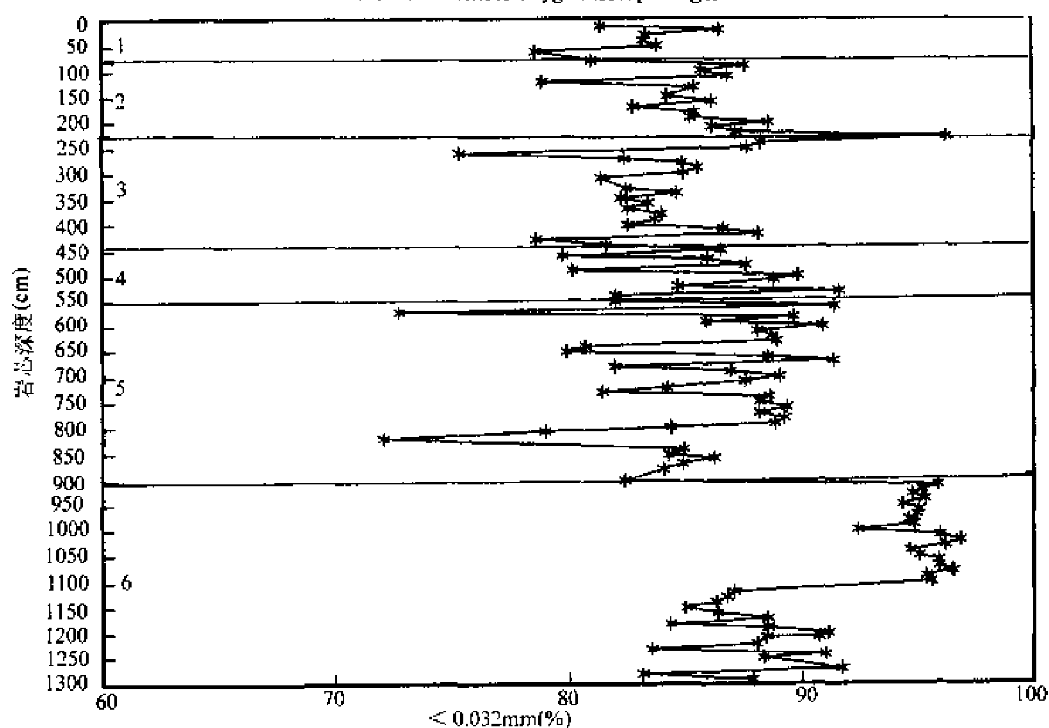


图 1-9 SO49-37KL 岩芯小于 0.032mm 粒级的百分含量
图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-9 Percentages of <0.032mm fraction in core SO49-37KL

Numbers denote oxygen isotope stages

含量很高，所以其变化趋势与 $CaCO_3$ 旋回基本一致。0.063～0.032mm 粒级的变化范围一般为 0.5%～2%，没有明显的冰期和间冰期的差别(图 1-8)。小于 0.032mm 粒级的变化范围约为 80%～96%，其变化趋势如图 1-9 示，在氧同位素的 5、6 期界限处存在一突变，即由氧同位素第 6 期的高含量向第 5 期转变时骤然变低。

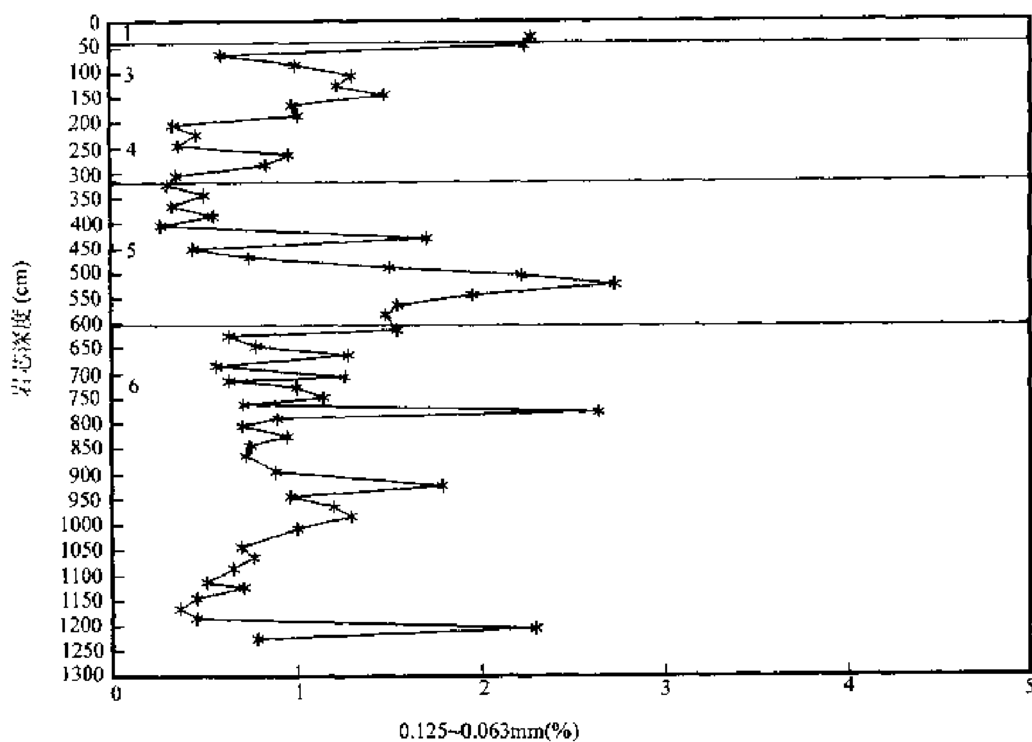


图 1-10　SO49-41KL 岩芯砂粒级(0.125～0.063mm)的百分含量

图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-10　Percentages of sand fraction (0.125～0.063mm) in core SO49-41KL

Numbers denote oxygen isotope stages

SO49-41KL 岩芯位于西沙北海槽的北西坡(图 1-6)，沉积岩性特征如图 1-7 示。具体的沉积岩性分别是，0～43cm 段为正常的深海沉积，其中 0～20cm 段的颜色为褐色，20～43cm 段的颜色为灰白色。43～69cm 段为一粉砂级浊积层，其特征是，69～59cm 粉砂含量高，约为 48.45%，59～43cm 粉砂含量减少，约为 40.55%，并且在 69cm 处存在沉积间断，缺失氧同位素的第 2 期和第 3 期的上部地层，该侵蚀间断在碳酸钙地层学曲线上可清晰地分辨出来(第二章，碳酸钙地层)，43～69cm 段的沉积物颜色为暗褐色。69～305cm 段属正常的深海沉积，暗褐色。305～373cm 为正常的深海沉积，在 305、336、366 和 373cm 处具虫孔，底栖生物扰动作用较强。373～604cm 段，正常的深海沉积，其中在 424cm 处有一 1cm 的暗色粘土团块，整段颜色灰白。604～765cm 为正常的深海沉积，在 764～765cm 处夹一褐色粘土团块(约 2cm)，具明显的颜色分界，即在 604cm 以上为灰白色，其下为暗褐色。765～1300cm 为正常的深海沉积，质硬。该岩性的一个显著特点是具明显的颜色界限，在 43cm 和 604cm 处的颜色分界即为 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期(因地层缺失为 1、3 期)界限和 5、6 期的界限。冰期时的沉积物为暗褐色，反映了陆源物质稀释加强；间冰期时沉积物的颜色为灰白色，反映了有孔虫含量增加，即陆源物质的稀释减弱。在 700～

702cm 段为一无色火山玻璃灰层，1284～1291cm 段为棕色火山玻璃灰层。该岩芯的沉积粒度特征是，最大颗粒为 0.125mm，砂粒级(0.125～0.063mm)的含量为 0.4%～3%以下，间冰期时的含量大于冰期(图 1-10)，与碳酸钙含量曲线较为一致(第二章，碳酸钙地层)，在 $\delta^{18}O$ 的 1、3 期界限和 5、6 期界限处存在着明显的粒级含量分界。粉砂级(0.063～0.004mm)的含量约为 30%～50%，粘土级(小于 0.004mm)的含量约为 50%～70%，其变化特点是，$\delta^{18}O$ 的第 5 期粉砂级含量低，第 3、4 期和第 6 期含量高，而粘土级的变化则与粉砂级相反，在 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限处粉砂和粘土级含量发生了骤然转折(图 1-11)。

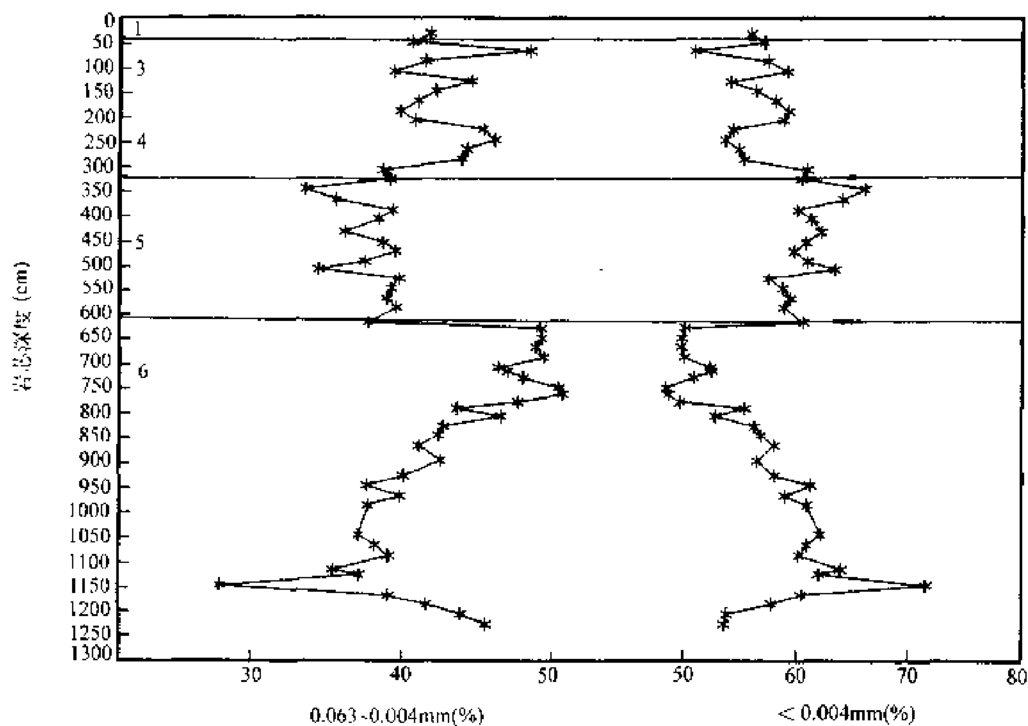


图 1-11　SO49-41KL 岩芯粉砂粒级(0.063～0.004mm)和粘土粒级(<0.004mm)的百分含量
图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-11　Percentages of silt fraction (0.063～0.004mm) and clay fraction (<0.004mm) in core SO49-41KL
Numbers denote oxygen isotope stages

SO49-5SL 岩芯位于南海北部的上陆坡(图 1-6)，主要岩性特征如图 1-7 示。具体的岩性描述如下，0～2cm 为有孔虫砂和粉砂分选层，粒级以大于粉砂级为主。2～10cm，自上而下粒级由粗变细，反映的水动力条件则是，自 10cm 至 2cm 水动力条件逐渐加强，该段为正常的深海沉积，具有底栖生物扰动作用。10～50cm，正常的深海沉积。0～50cm 沉积物的颜色为灰白色。50～70cm，有孔虫砂和粉砂分选层。70～152cm，正常的深海沉积物，在 109cm 处存在一有孔虫团块。152～168cm，有孔虫砂和粉砂分选层。168～222cm，正常的深海沉积。270～313cm，正常的深海沉积，夹有贝壳，有孔虫含量在该段有较明显的变化，即在 222～313cm 段有孔虫含量高，自该段向上和向下有孔虫含量递减。在 168～185cm 和 223cm 处具有底栖生物钻孔。该岩芯的粒度特征变化规律是，大于 0.025mm 和 0.025～0.063mm 粒级的含量为 1%～10%，在 $\delta^{18}O$ 的第 1 期的下部和接近

1、2 期界限处以及第 3 期的中部具有高的含量(图 1-12)，$\delta^{18}O$ 的第 2 期则具有低的百分含量(图 1-12)。小于 0.063mm 粒级的变化与前者恰恰相反(图 1-12)。

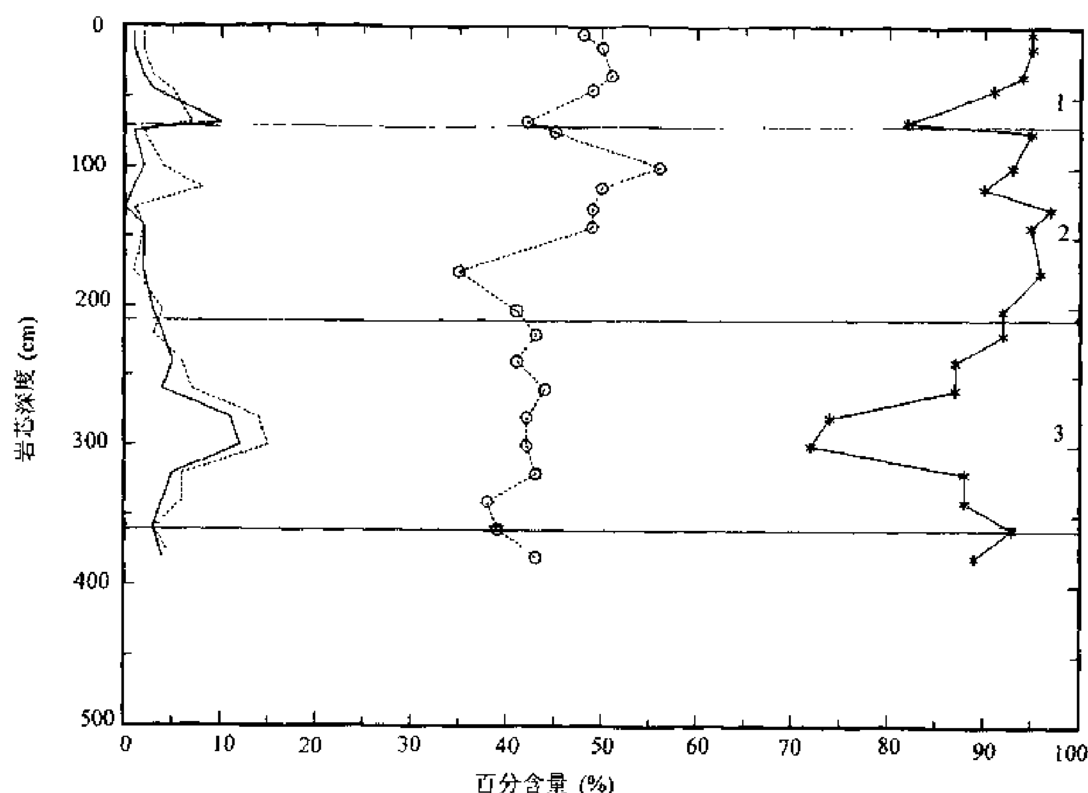


图 1-12 SO49-5SL 岩芯大于 0.025mm、0.025～0.063mm 和小于 0.063mm 粒级的百分含量
图中黑直线代表大于 0.025mm；虚线代表 0.025～0.063mm；星号代表小于 0.063mm；圆圈代表含水量；图中数字代表氧同位素期

Fig.1-12 Percentages of >0.025mm, 0.025～0.063mm and <0.063mm fraction in core SO49-5SL
Thick and dashed lines denote >0.025mm and 0.025～0.063 fraction respectively; asterisk symboles denote <0.063mm fraction; circles denote water contents. Numbers denote oxygen isotope stages

SO49-8KL 岩芯位于南海北部中陆坡(图 1-6)，沉积岩性柱状图示于图 1-7。沉积岩性特征是，0～40cm 段，为正常的深海沉积物，在 38～40cm 段为一无色火山玻璃灰层。42～120cm 为有孔虫砂和粉砂分选层。在 267～269cm 和 326～327cm 段为楔入状的有孔虫砂和粉砂分选层。除此之外均为正常的深海沉积。在 188cm 以深具有一些直径约为 0.8～2cm 左右的有孔虫砂和粉砂团块，其位置分别为，188cm、194cm、230cm、235cm、238cm、240cm、243cm、245cm、274cm、275cm、294cm、355cm、370cm、390cm、392cm、445cm、590cm、608cm、620cm、712cm、717cm、729cm、840cm 和 841cm。通过上述岩性描述可以发现，有孔虫砂和粉砂团块的位置主要出现在末次冰期的 $\delta^{18}O$ 第 3 期和第 4 期以及 $\delta^{18}O$ 的第 6 期，而间冰期($\delta^{18}O$ 的第 1 期和第 5 期)未出现。该岩芯具有底栖生物扰动作用。SO49-8KL 岩芯的主要粒度特征是，最大颗粒是 1～0.5mm 粒级。砂粒级(1～0.063mm)的变化如图 1-13 示，一个显著的特点是有孔虫砂和粉砂分选层的砂粒级含量很高，约为 14.78%～34.27%，为 $\delta^{18}O$ 的第 2 期。在 $\delta^{18}O$ 第 6 期的下部和 3、4 期，砂粒级含量相对较低，$\delta^{18}O$ 第 1 期和第 5 期相对较高。粉砂粒级(0.063～0.004mm)含量

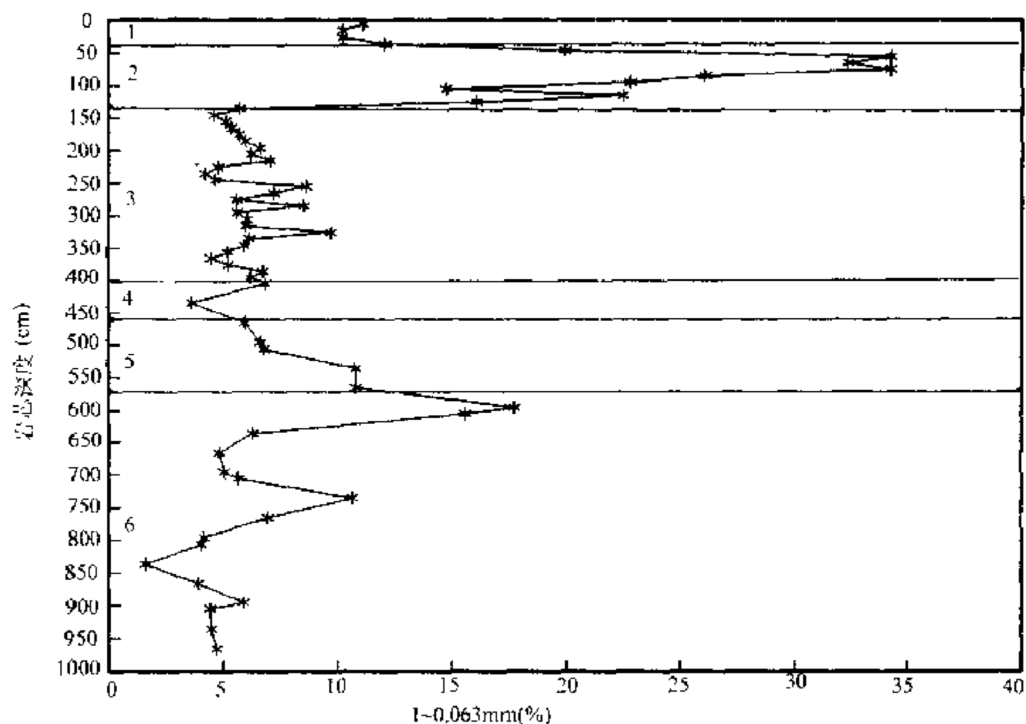


图 1-13　SO49-8KL 岩芯砂粒级(1~0.063mm)的百分含量
图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-13　Percentages of sand fraction (1~0.063mm) in core SO49-8KL
Numbers denote oxygen isotope stages

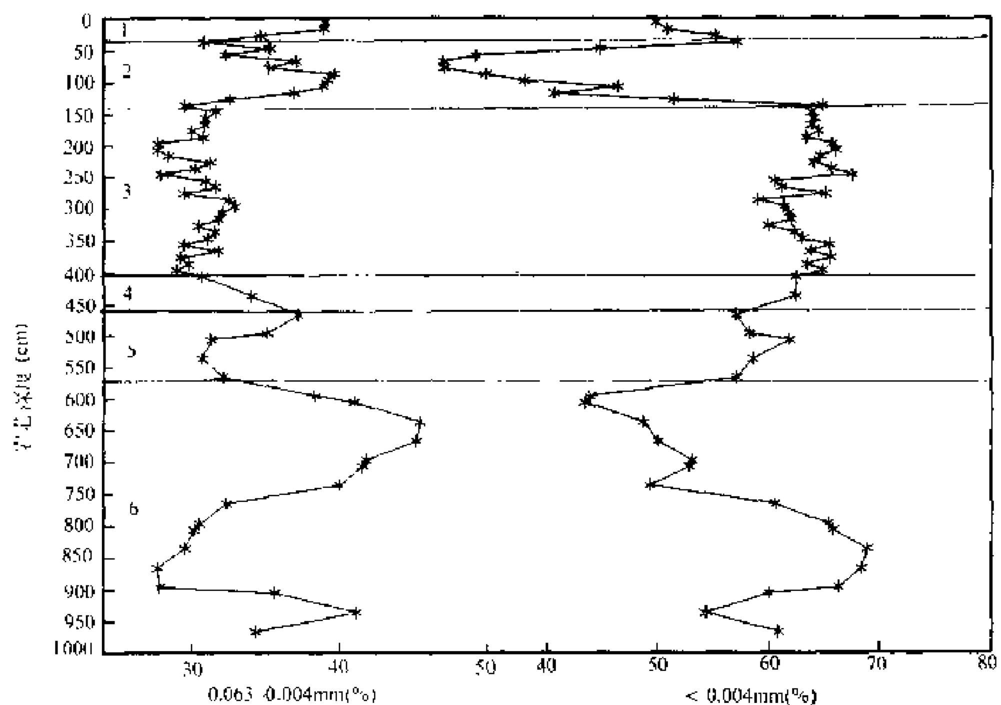


图 1-14　SO49-8KL 岩芯粉砂粒级(0.063~0.004mm)和粘土粒级(<0.004mm)的百分含量
图中数字代表氧同位素期

Fig. 1-14　Percentages of silt fraction (0.063~0.004mm) and clay fraction (<0.004mm) in core SO49-8KL
Numbers denote oxygen isotope stages

约为 30%～40%(图 1-14),在 $\delta^{18}O$ 的第 1、2 和 6 期的上部含量较高,而第 3、4 和 6 期的下部含量较低。另外一个显著的特点是,在氧同位素第 6 期上部的 590～605cm 段出现了较高的砂粒级含量(15.61%～17.76%);在氧同位素第 6 期上部的 590～605cm 段出现了该岩芯中最高的粉砂含量(38.30%～45.39%),表明在上述段位也受到了底层水簸筛作用的影响。粘土级(小于 0.004mm)的含量约为 35%～70%(图 1-14),其变化特征是,有孔虫砂和粉砂分选层的粘土含量很低,约为 30%～40%左右,$\delta^{18}O$ 第 6 期的上部也较低,约为 50%左右,其他各期均较高,约为 60%～70%。

SO49-12KL 岩芯位于 SO49-18 剖面的中下陆坡(图 1-6),沉积岩芯柱状图如图 1-7 示。其沉积岩性特征是,0～40cm 为正常的深海沉积。40～70cm 为有孔虫砂和粉砂分选层,在 40cm 和 60cm 处有孔虫含量更加丰富。70～138cm 段,正常的深海沉积,底栖生物扰动作用强。138～144cm 段,有孔虫砂和粉砂分选层。144～215cm 为正常的深海沉积。215～220cm 段,正常的深海沉积,但有孔虫含量较高,具底栖生物钻孔。220～285cm,正常的深海沉积。285～314cm 为有孔虫砂和粉砂分选层。颜色变化特征是,120～138cm 为褐色,144～215cm 为灰褐色,220～226cm 为褐色,226～285cm 为灰白色,有孔虫砂分选层的颜色为灰白色,其下的 314～365cm 为褐色,该岩芯也同 SO49-37KL、SO49-41KL 和 SO49-8KL 一样在 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限(285cm)处具有明显的颜色分界。314～466cm,正常的深海沉积,其中 314～365cm 为褐色,365～455cm 为灰色。466～480cm 段有孔虫砂和粉砂分选层,颜色灰白色。480～593cm 段为正常的深海沉积,其中 480～544cm 为灰色,561～593cm 为褐色。561～593cm 为有孔虫砂和粉砂分选层,颜色灰白。593～656cm 为正常的深海沉积,褐色。656～658cm 为有孔虫粉砂分选层,在 658cm 处具波纹状侵蚀间断面,其上的粉砂分选层说明底流强烈作用后逐渐减低。该侵蚀沉积间断的存在也得到了氧同位素地层的佐证,即在 $\delta^{18}O$ 的第 9 期沉积速率很低,缺失 $\delta^{18}O$ 第 9 期的下部(第二章,氧同位素地层学)。658～663cm 为正常的深海沉积。663～665cm 为有孔虫粉砂分选层,具底栖生物钻孔。663～920cm 段为正常的深海沉积,颜色为浅灰色。该岩芯底栖生物扰动作用强。主要粒度特征的变化是,砂粒级(大于 0.063mm)的含量变化约为 5%～45%,大于 0.025mm 和 0.025～0.063mm 的变化趋势基本一致(图 1-15),砂粒级的高含量主要存在于有孔虫砂和粉砂分选层以及其上和其下层位。小于 0.063mm 粒级的含量变化约为 55%～95%,其变化趋势与砂粒级相反(图 1-15)。

SO49-14KL 岩芯位于南海北部的坡前盆地(图 1-16),沉积岩性柱状图如图 1-7 示。为了研究南海深海盆地的沉积作用及古海洋演化,对该岩芯作了详细的岩性甄别和全粒级的粒度分析。其岩性是,0～20cm,正常的深海沉积。20～40cm 为含粘土团块的滑坡沉积层。40～96cm 为正常的深海沉积,在 78cm 存在一棕色火山玻璃灰层。96～114cm,为粉砂质粘土级浊积层,底部 114cm 处粉砂含量高,向上粉砂含量递减。114～247cm,正常的深海沉积。247～258cm,粉砂质粘土级浊积层,258～253cm 段粉砂含量高,相当于鲍马序列的 D 层;253～247cm 段粉砂含量减少,相当于 E 层。258～310cm,正常的深海沉积。310～328cm,粉砂质粘土级浊积层,其中 328～326cm 段有孔虫砂和粉砂含量高,相当于 C 层;自 326cm 至 310cm 砂和粉砂含量递减,相当于 D 和 E 层。328～410cm,正常的深海沉积。410～420cm,粉砂质粘土级浊积层,由底部向上砂和粉砂含量递减,相当于D和E层。420～541cm,正常的深海沉积。541～551cm,粉砂质泥级浊积层,其特

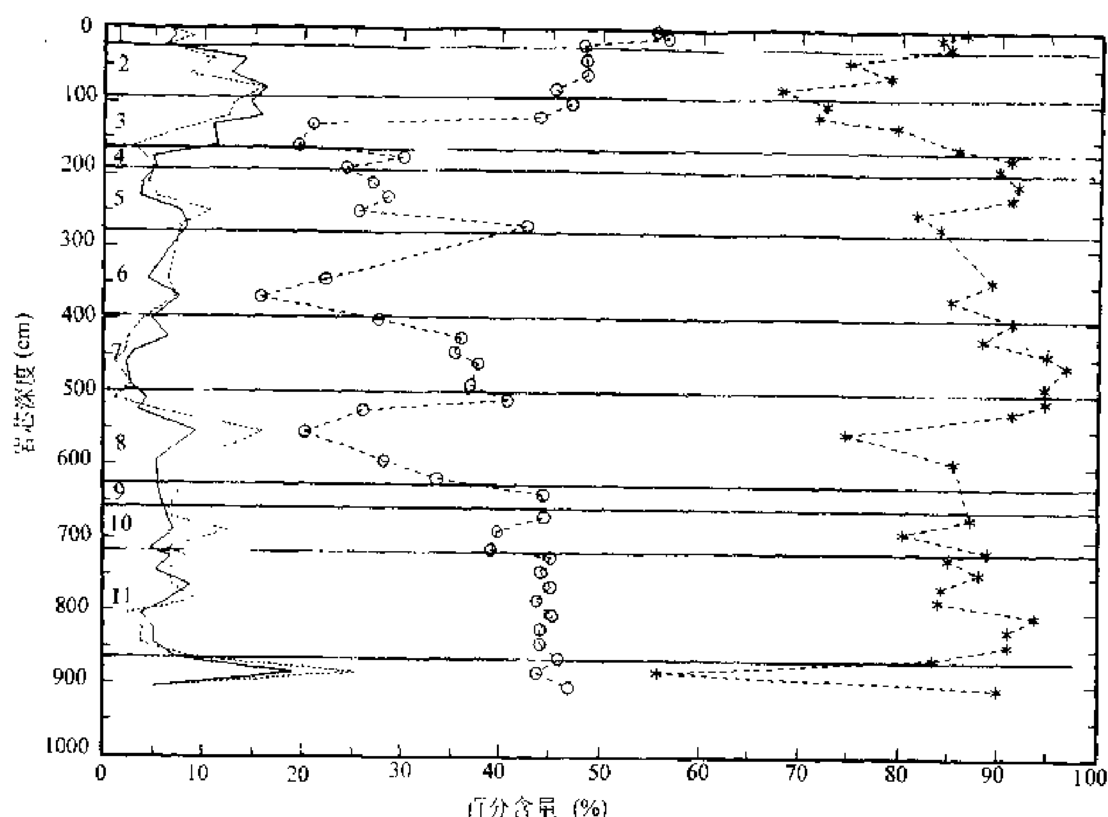


图 1-15 SO49-12KL 岩芯大于 0.025mm、0.025～0.063mm 和小于 0.063mm 粒级的百分含量
图中黑直线和虚线代表大于 0.025mm 和 0.025～0.063mm 的粒级；星号圆圈代表小于 0.063mm 粒级和含水量；数字代表氧同位素期

Fig. 1-15 Percentages of >0.025mm, 0.025～0.063mm and <0.063mm fraction in core SO49-12KL

Thick and dashed lines denote >0.025mm and 0.025～0.063 fraction respectively; asterisk symboles and circles denote <0.063mm fraction and water contents. Numbers denote oxygen isotope stages

点是底部最大颗粒(0.5～0.25mm)含量高，向上递减，相当于 D 和 E 层。551～690cm，正常的深海沉积。690～710cm，粉砂质粘土级浊积层，该浊积层为楔状切入，710～705cm 砂级有孔虫含量较高，705～690cm 砂粒级含量减少。710～820cm，正常的深海沉积。820～875cm，浊积层为一完整的鲍马序列层，但与鲍马(Bouma，1962)的典型剖面有差别，其特点是，A 层，875～862cm 段，在粉砂质粘土沉积物中夹有一些 0.5～2cm 的粘土团块，进行粒度分析后，由于粘土团块被溶开，所以仅从粒度分析的资料很难区别该层为 A 层，但直接观察可见到这些粘土团块，这些粘土团块是由滑坡而来，滑坡触发了沉积的浊积层；B 层，862～857cm，粘土团块减少，沉积物组成主要为粉砂质粘土；C 层，857～844cm，砂粒级的含量为 23.8%，粉砂粒级含量为 31.64%，最大粒级(1～0.5mm)的含量为 3.19%；D 层，844～834cm，该段砂粒级和粉砂粒级的含量也较高，一个显著的特点是最大颗粒级(1～0.5mm)的含量减少至 1.26%；E 层，834～820cm 段的特点是，最大颗粒(1～0.5mm)的含量减少至 0.31%，砂粒级的含量减少至 15.76%，粘土含量增加至 48.55%。875～944cm，正常的深海沉积。944～955cm，粉砂质粘土级浊积层，其中 955～953cm 有孔虫砂和粉砂含量高，相当于 D 层；953～944cm 粘土含量增加，相当于 E 层。955～1047cm，正常的深海沉积。1047～1080cm，滑坡和粉砂质粘土级浊积层，是典

型的滑坡导致浊流沉积的层位。1080～1057cm 为含粘土团的滑坡层；1057～1047cm 为粉砂质粘土级浊积层，1057～1053cm 段砂粒级含量较高，向上至 1047cm 递减。1080～1020cm，正常的深海沉积，硬度大，轻微固结，并含有一些粘土团块，含粘土团块的大小约为 0.4～3cm，其位置分别在 1125cm、1128cm、1130cm、1160cm、1174cm、1185cm、1200cm 和 1214cm 处。1220～1242cm，含砂级粉砂质粘土浊积层。其中 1242～1227cm 段砂粒级的含量为 27.32%～35.54%，粉砂级为 29.78%～27.66%，含粘土团块，相当于 D 层；1227～1220cm 段砂粒级含量明显减少至 20.59%，粘土含量增加至 53.87%，相当于 E 层。1242～1230cm，正常的深海沉积，1264cm 处为一褐色火山玻璃灰层。该岩芯含有较强的底栖生物扰动作用，并且没有明显的颜色分界。该岩芯的主要粒度特征是，正常深海沉积物的最大颗粒一般均为 0.125～0.063mm，浊积层的最大颗粒级一般为 1～0.5mm。正常深海沉积物砂粒级的含量一般都小于 1%（图 1-16），但是浊积层的砂粒级含量可从

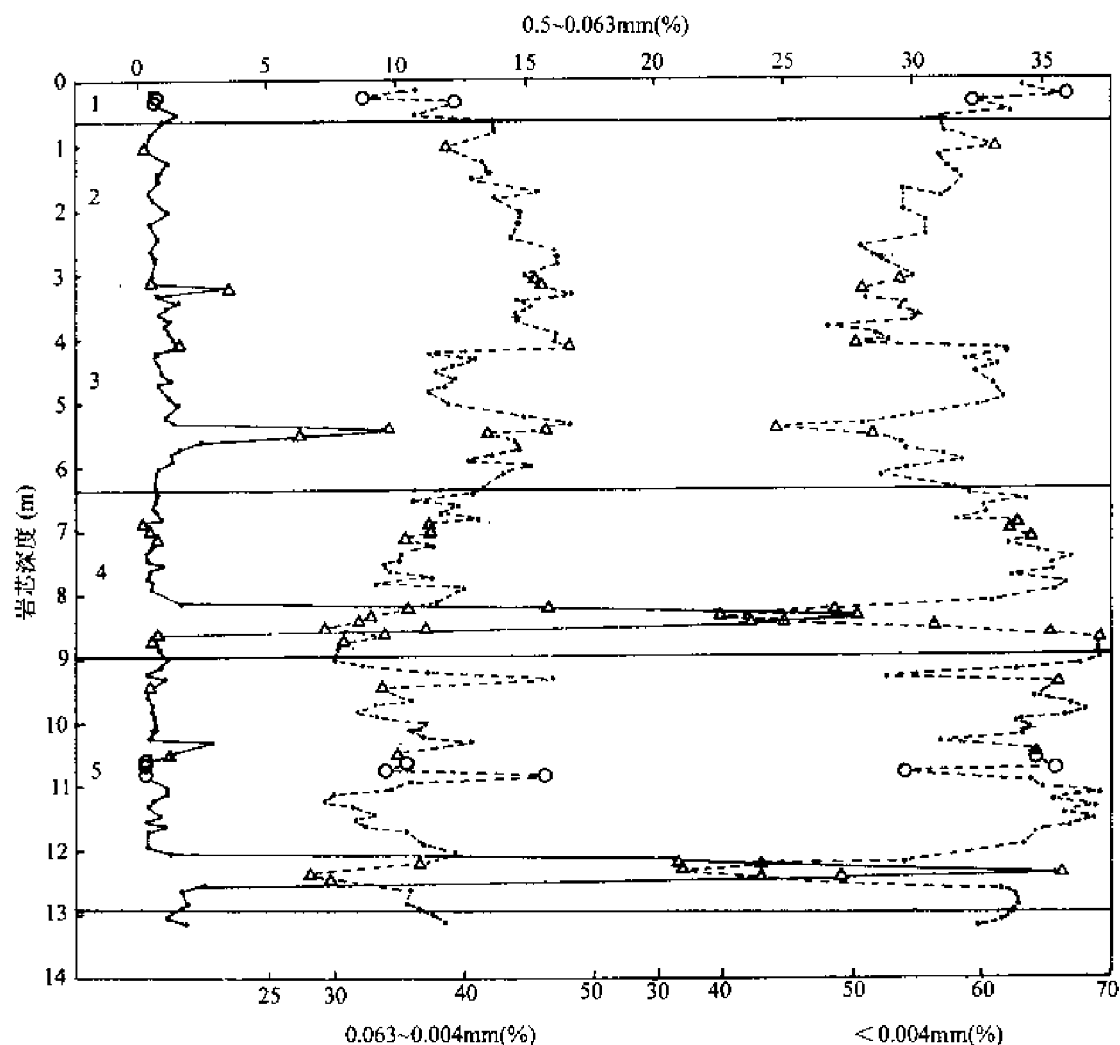


图 1-16　SO49-14KL 岩芯砂粒级（0.5～0.063mm）、粉砂粒级（0.063～0.004mm）和粘土级（<0.004mm）的百分含量

图中数字代表氧同位素期；圆圈和三角形分别代表滑坡层和浊流沉积层

Fig. 1-16　Percentages of sand fraction (0.5～0.063mm), silty fraction (0.063～0.004mm) and clay fraction (<0.004) in core SO49-14KL

Numbers denote oxygen isotope stages. Circles and triangles represent slides and turbidites

1%变化至35%左右,反映了由于快速沉积,粗颗粒物质来不及溶解而被很好地保存(图1-16),从图1-16还可看出砂粒级含量没有明显的冰期和间冰期旋回的含量高低变化。粉砂粒级(0.063~0.004mm)的含量变化约为25%~45%,氧同位素第2期和第3期粉砂含量较高,自氧同位素的4.0期至5.0期粉砂含量递减,氧同位素第1期和第5期的粉砂含量较低(图1-16)。粘土级含量的变化是,氧同位素第5期和第4期含量较高,自氧同位素的第3期上部至第1期粘土级含量逐渐增加(图1-16)。

第二章　氧、碳稳定同位素地层、生物地层、碳酸钙地层及沉积速率和沉积通量

为了对晚第四纪以来南海的古海洋学进行深入的研究，建立准确的地层学时标是必要的。目前在深海和边缘海的晚第四纪地层研究方面，最广泛采用的地层学方法为氧同位素地层学；其次为碳酸钙地层学和生物地层学；较老的地层学研究采用古地磁及 U 系定年等；在研究末次冰期以来的短期事件方面，有时采用加速器质谱(AMS)^{14}C 定年。本书采用的研究方法主要是氧、碳稳定同位素地层、碳酸钙地层和生物地层。通过研究，正式建立了晚第四纪以来的稳定碳同位素标准地层学时标，该项结果在国际上尚属首次正式得以建立。同时也第一次正式建立了南海的碳酸钙标准地层学时标。这些研究结论为本书对南海古海洋学的深入研究奠定了良好的基础，也为今后的研究提供了非常有用的地层学工具。

一、氧、碳稳定同位素地层、生物地层、沉积速率和沉积通量

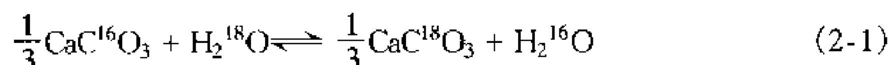
1. 沉积岩芯中用于氧、碳稳定同位素分析的有孔虫样品挑选及其分析

本书研究采用的氧、碳稳定同位素分析方法是，首先将取得的沉积物样品放入玻璃皿，加水浸泡，然后将玻璃皿移入超声槽分散沉积物及清洗有孔虫，沉积物过控制粒径的湿筛后，样品低温烘干，在双目镜下挑选透明(有孔虫壳体内无黑色污染)的浮游和底栖有孔虫单种样品，在德国基尔(Keil)大学使用带全自动进样系统的 MAT251 型同位素质谱仪测定其氧、碳同位素组成。

本次研究的有孔虫样品在挑选时充分考虑了古海洋环境和地层学研究的需要。因为对于碳酸钙质有孔虫而言，利用其氧同位素研究古海洋演化，需要注意考虑碳酸钙质有孔虫壳体的氧同位素与海水中的氧同位素是否达到了同位素平衡分馏，特别是对于氧同位素古温度研究和利用已知的古温度公式反演古盐度时更应注意平衡分馏条件，本书强调平衡条件，主要是基于同位素平衡分馏的基本理论。因为如果碳酸钙质有孔虫和海水之间是在氧同位素平衡条件下沉淀碳酸钙的，其氧同位素平衡交换反应可用下式表达：

$$\frac{1}{3}CaC^{16}O_3 + H_2{}^{18}O \rightleftharpoons \frac{1}{3}CaC^{18}O_3 + H_2{}^{16}O \qquad (2\text{-}1)$$

上式的平衡常数为：



$$K = \frac{[CaC^{18}O_3]^{1/3}/[H_2{}^{16}O]}{[CaC^{16}O_3]^{1/3}/[H_2{}^{18}O]} = \frac{[CaC^{18}O_3]^{1/3}/[CaC^{16}O_3]^{1/3}}{[H_2{}^{18}O]/[H_2{}^{16}O]}$$

因为2-1式中只有一个氧同位素原子发生了交换，所以平衡常数(K)在数值上等于其分馏分数(α)，即：

$$\alpha = K = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CaCO_3}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}}$$

实验和研究(Urey,1947;Epstein et al., 1953; O'Neil et al.,1969)已经表明 $CaCO_3$ 和水体系统的氧同位素平衡分馏系数与温度有关，低温下的氧同位素平衡分馏情况是：

$$0℃, \alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CaCO_3}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}} = 1.02548$$

$$8℃, \alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CaCO_3}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}} = 1.02378$$

$$17℃, \alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CaCO_3}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}} = 1.02101$$

$$25℃, \alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CaCO_3}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}} = 1.02058$$

上述平衡分馏与温度的依赖关系，构成了可用于古海水温度测定的基础。这种关系同样也说明在达到氧同位素交换平衡的条件下，增加温度，海水中^{16}O被优先置换进入碳酸钙质有孔虫壳体，这样有孔虫壳体的$\delta^{18}O$值变轻，反之亦然。也说明温度越高，α值愈接近于1，两相间的分馏越弱。但是，氧同位素的不平衡分馏(如同位素的动力分馏)不是温度的函数，所以特别不能用于古温度测定。对两相间的同位素交换是否达到平衡，检验的方法是，对于同种实验在相同的恒温条件下进行同位素交换，无论其原始同位素组成差别多大，如果该两相交换体系达到了交换平衡，则其分馏系数都应相等。

鉴于上述原因，挑选有孔虫单种时，要充分考虑其是否达到了氧同位素平衡，下面分别予以探讨。对于 *Globigerinoides ruber* 和 *Globigerinoides sacculifer* 有孔虫种，表层沉积物和拖网活有孔虫的对比研究已经取得了很好的进展，Duplessy等(1981)的研究表明，活的 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 的$\delta^{18}O$值与Epstein等(1953)达到氧同位素平衡分馏的海洋软体动物相比存在着氧同位素的不平衡分馏，这似乎表明上述两个有孔虫种是在与海水没达到平衡分馏条件下分泌其碳酸钙壳体；但是研究也同样表明上述两个有孔虫种氧同位素与温度依赖关系的线性回归斜率与和海水达到氧同位素平衡的海洋软体动物的一致，这说明偏离氧同位素的不平衡为一固定常数值；另外一点是，相同站位活的浮游有孔虫与海底表层沉积物的浮游有孔虫的$\delta^{18}O$存在着明显的差别，活的浮游有孔虫与表层沉积物的相比具轻的$\delta^{18}O$值，这表明该两种浮游有孔虫种在配子发生期间，即成年壳在沉降时从温度较浅表层水要低的较深的表层水吸收了碳酸钙，此时有孔虫壳体才全部得以形成。这就解释了为何表层沉积物中的有孔虫壳体较活的有孔虫中的$\delta^{18}O$要重的原因。更重要的一点是沉积物中有孔虫壳体与活的有孔虫之间的$\delta^{18}O$差值均衡了活的有孔虫的氧同位素不平衡值，所以表层沉积物中的上述两个浮游有孔虫种的氧同位素和海水达到了平衡分馏的值，这样，可以认为上述两个浮游有孔虫种的氧同位素与其栖息的海水达到了平衡分馏。故本次研究对浮游有孔虫的挑选是，*Globigerinoides ruber*，

Globigerinoides sacculifer（有袋）和 *Globigerinoides trilobus sacculifer*。底栖有孔虫 *Uvigerina* 属与底层水达到了氧同位素交换平衡(Shackleton，1974；钱建兴，1990)，所以本次研究选用的底栖有孔虫单种为 *U. peregrina*。

有孔虫壳体的碳同位素分馏比较复杂，几乎所有浮游有孔虫种都没有与海水中总溶解 CO_2 的碳同位素达到平衡分馏，其主控因素是表层海水中有机质的形成(有机碳同位素优先吸收表层水中 ΣCO_2 的 ^{12}C，所以使得表层水的 ΣCO_2 富 $\delta^{13}C$)，此外还取决于表层水的营养盐(如 PO_4)的高低等因素，详细的研究探讨见本节 2(2)、第三章和第四章。对于底栖有孔虫，在已知底栖有孔虫样品范围内，*C. wuellerstorfi* 是与其周围上覆深层水中的总溶解 CO_2 最接近碳同位素的种(Curry et al.，1988)，并且 *C. wuellerstorfi* 和 *Cibicidoides* spp. 都很好地记录了其周围上覆水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$(Duplessy et al.，1984；Curryet al.，1988)。尽管 Rubinson 和 Clayton(1969)报道 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}C$ 与所预计的达到平衡的 $\delta^{13}C$ 相比低约 0.9‰，这样 Curry 等(1988)认为 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}C$ 接近于其周围上覆深层水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 可能仅仅是一种巧合，但无论如何，更重要的是 *C. wuellerstorfi* 很好地记录了其周围上覆深层水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$，所以研究时也采用了 *C. wuellerstorfi* 单种。

有孔虫样品前处理的基本方法是，把 $CaCO_3$ 质有孔虫样品用"磷酸法"制取 CO_2 气体，即用 100% 的正磷酸与有孔虫样品在真空下恒温反应，其反应式为：



$$3CaCO_3 + 2H_3PO_4 = Ca_3(PO_4)_2 + 3H_2O + 3CO_2\uparrow$$

获取的 CO_2 气体经冷阱脱水后，直接连通进入质谱仪，质谱测量的基本方法简要论证如下。

首先定义氧、碳稳定同位素测定的标度，即 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值。因为在进行氧、碳稳定同位素的测量时，所需的是同位素比值的微小变化，$\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 就是同位素比值变化的标度，它们代表被测样品中 $^{18}O/^{16}O$ 和 $^{13}C/^{12}C$ 相对于标准物质的 $^{18}O/^{16}O$ 和 $^{13}C/^{12}C$ 值的千分偏差，对氧和碳分别定义为：

$$\delta^{18}O_{样品} = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品} - (^{18}O/^{16}O)_{标准}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}}\right] \times 1000‰$$

$$= \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}} - 1\right] \times 1000‰$$

$$\delta^{13}C_{样品} = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品} - (^{13}C/^{12}C)_{标准}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}}\right] \times 1000‰$$

$$= \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}} - 1\right] \times 1000‰$$

对于碳酸盐样品，为了便于对比，在世界范围内都采用 PDB 标准，因为 PDB 标准物质已经用完，所以质谱测定时都用 NBS 标准或实验室标准转换成 PDB 标准，本书的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 数据都采用 NBS-19 标准转换成 PDB 标准。

氧、碳稳定同位素质谱测量是利用质荷比不同的离子在磁场或是电场中运动轨迹不同而对离子的质量进行测定，其基本原理是用电子轰击 CO_2 气体，CO_2 气体失去电子后成为带正电荷的离子，其表达式为，$CO_2 + e \longrightarrow CO_2^+ + 2e$。$CO_2$ 中的氧、碳同位素质量分配是，质量数为 44($^{12}C^{16}O_2$)、质量数为 45($^{13}C^{16}O_2$，$^{12}C^{16}O^{17}O$)、质量数为 46($^{12}C^{16}O^{18}O$，

$^{13}C^{16}O^{17}O$, $^{12}C^{17}O_2$)，上述占给定质量数相对丰度的999.95‰；除此之外还有，质量数为47($^{13}C^{16}O^{18}O$, $^{12}C^{17}O^{18}O$, $^{13}C^{17}O_2$)，质量数为48($^{12}C^{18}O_2$, $^{13}C^{17}O^{18}O$)和质量数为49($^{13}C^{18}O_2$)，上述仅占给定质量数相对丰度的0.05‰，故可忽略不计。目前先进的同位素质谱仪(如本书分析采用的MAT 251型)都装有3个接收杯，分别接收质量数为44、45和46的离子，经计算机校正处理后，给出$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值。

2. 氧、碳稳定同位素地层、生物地层及沉积速率和沉积通量

氧同位素地层学到目前已经成为晚第四纪海洋沉积地层详细划分的标准技术，得到了广泛的采用。该项标准技术是随着研究工作的深入逐渐发展起来的。最早期的工作是诺贝尔奖获得者Urey(1947)同位素热力学的开拓性论文，随后是Epstein等(1951,1953)和Emiliani(1955)在利用有孔虫壳体测定古海水温度方面的应用。到1973年，Shackleton和Opdyke采用太平洋V28-238岩芯在同段位分析浮游及底栖有孔虫的氧、碳稳定同位素，结果表明，在总体趋势上浮游和底栖有孔虫的$\delta^{18}O$值基本上是同步发生轻重变化，因为底栖有孔虫生存在冰期和间冰期时底层水温基本不变和变化相对于表层水温要小得多的海洋环境，这就意味着有孔虫壳体的氧同位素组成主要记录了海水氧同位素组成的变化，而依赖于温度的成分较小(现在研究表明约占1/3)。在测温方面，认为Urey(1947)同位素分馏的基本原理(同位素平衡分馏依赖于温度)是正确的，而随后发展的计温公式也是可靠的，问题的关键是要精确的确定不同地质历史时期与有孔虫达到平衡分馏的古海水的氧同位素值(即$\delta^{18}O_W$值)。Shackleton等(1973)的研究又为氧同位素地层的应用奠定了良好的基础，即有孔虫壳体的氧同位素组成主要记录了海水氧同位素成分的变化。第四纪以来海水的氧同位素组成的变化是，冰期时两极冰冠加大，海平面降低，海水的氧同位素组成变重；间冰期时，冰融水注入海洋，使得海水的氧同位素组成变轻，海水中的$\delta^{18}O$变化被完整的记录在有孔虫壳体中。并且与温度的变化是同向叠加的，即当间冰期温度升高时，有孔虫壳体记录的$\delta^{18}O$变负，当冰期温度降低时，$\delta^{18}O$变重，因为世界各大洋水体混合一遍的时间较短(约为700～1000年)，所以，全球海洋尺度上的氧同位素事件在其水体混合一遍的时间内被视为是同时的，也就是说有孔虫壳体的氧同位素组成提供了可供地层对比的详细事件。从Shackleton等(1973)的研究开始，氧同位素地层学发展很快，1984年以前主要采用太平洋V28-238岩芯(Shackleton et al.,1973)作为标准地层学时标。1984年以后，一些合成并经天文参数校正的氧同位素地层期与亚期和时标相继建立(Imbrie et al.,1984;Pisias et al.,1984;Prell et al.,1986;Martinson et al.,1987)，为氧同位素地层划分提供了可靠的事件和年代依据。本书在研究时采用的事件区分与Pisias等(1984)的V19-29岩芯(3°35′S,83°50′W,水深3157m)高分辨的期与亚期选择相同，地层年表在$\delta^{18}O$的8.5期以前采用的是Martinson等(1987)根据Pisias等(1984)合成的高分辨率氧同位素地层年表确定，$\delta^{18}O$的8.5期以后的年代采用的是Imbrie等(1984)的SPECMAP氧同位素地层年表。Martinson等(1987)和Imbrie等(1984)的年表分别列于表2-1和表2-2。

碳同位素用于地层对比方面，Keigwin(1979)曾识别出印度洋和太平洋海区晚中新世的$\delta^{13}C$波动，其时代约为6.2Ma。但是自有孔虫的氧、碳稳定同位素分析技术应用以来，

表 2-1　30万年以来高分辨率的氧同位素地层年表(Martinson et al.,1987)

Table 2-1　High resolution chronology of oxygen isotope since 300ka (Martinson et al.,1987)

氧同位素期	岩芯深度 (cm)	年　代 (a)	误　差 (a)	$\delta^{18}O$ (标准化) (‰)	氧同位素期	岩芯深度 (cm)	年　代 (a)	误　差 (a)	$\delta^{18}O$ (标准化) (‰)
1.1	13.0	2320	2110	0.86	5.5	825.0	123820	2620	0.69
2.0	80.0	12050	3140	−0.06	5.51	818.0	122560	2410	0.74
2.2	129.0	17850	1370	−0.84	5.53	836.0	125190	2920	0.66
2.21	146.0	19220	1390	−0.76	6.0	865.0	129840	3050	−0.28
2.23	219.0	23170	4190	−0.65	6.2	901.0	135100	4240	−0.80
3.0	238.0	24110	4930	−0.60	6.3	959.0	142280	5280	−0.50
3.1	264.0	25420	5900	−0.42	6.4	1005.0	152580	9910	−0.73
3.13	375.0	43880	4710	−0.34	6.41	1041.0	161340	8860	−0.51
3.3	423.0	50210	3850	−0.17	6.42	1069.0	165350	8390	−0.53
3.31	469.0	55450	5030	−0.17	6.5	1117.0	175050	9840	−0.36
4.0	495.0	58960	5560	−0.32	6.6	1170.0	183300	5740	−0.48
4.22	520.0	64090	6350	−0.43	7.0	1205.0	189610	2310	−0.02
4.23	550.0	68830	4200	−0.35	7.1	1220.0	193070	2020	0.38
4.24	570.0	70820	3950	−0.40	7.2	1240.0	200570	4960	0.13
5.0	600.0	73910	2590	−0.18	7.3	1270.0	215540	1420	0.73
5.1	651.0	79250	3580	0.22	7.4	1299.0	224890	1210	−0.40
5.2	699.0	90950	6880	−0.11	7.5	1359.0	240190	6340	0.53
5.31	724.0	96210	5080	0.18	8.0	1370.0	244180	7110	−0.11
5.3	733.0	99380	3410	0.14	8.02	1380.0	247600	6250	−0.43
5.33	743.0	103290	3410	0.21	8.4	1460.0	265670	7720	−0.44
5.4	780.0	110790	6280	−0.02	8.5	1585.0	288540	3520	0.27

表 2-2　SPECMAP 氧同位素地层年表(Imbrie et al.,1984)

Table 2-2　SPECMAP chronology of oxygen isotope stratigraphy (Imbrie et al., 1984)

$\delta^{18}O$ 期	年　代(ka)	$\delta^{18}O$ 期	年　代(ka)
1/2	12	11/12	423
2/3	24	12/13	478
3/4	59	13/14	524
4/5	71	14/15	565
5/6	128	15/16	620
6/7	186	16/17	659
7/8	245	17/18	689
8/9	303	18/19	726
9/10	339	19/20	736
10/11	362		

碳同位素用于地层划分几乎没有大的进展。在本次研究以前，第四纪晚更新世以来的 $\delta^{13}C$ 地层年表尚未能正式建立。

Thompson 等(1979)对太平洋和印度洋岩芯浮游有孔虫的研究发现带有粉红色素的浮游有孔种虫 *G. ruber*(pink)最后一次出现的基面层位除个别岩芯为 5.1 期外，其他均为氧同位素的 5.5 期，其时代约为距今 120ka，但是该种在大西洋的现代沉积物中仍然存在。本次研究鉴定了该种最后一次出现基面的段位。

(1) 高分辨率的 SO49-37KL 岩芯氧同位素地层、生物地层、沉积速率和沉积通量

37KL 岩芯底栖生物扰动作用很微弱，所以是用于地层学研究的良好岩芯。该岩芯用于氧、碳稳定同位素分析采用的是大于 0.063mm 粒级的浮游有孔虫 *G. ruber*，取样间距为5～10cm，氧、碳稳定同位素分析结果列于表2-3。根据表2-3的结果绘制

表 2-3　SO49-37KL 岩芯的浮游有孔虫 *G. ruber* (white)的氧、碳同位素组成及年代

Table 2-3　Oxygen and carbon isotope composition of planktonic foraminifera *G. ruber* (white) and their ages in core SO49-37KL

岩芯深度 (cm)	年代 (ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	岩芯深度 (cm)	年代 (ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	岩芯深度 (cm)	年代 (ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)
10	1.6	-2.42	1.08	230	29.3	-1.42	1.23	480	66.0	-1.44	0.87
20	3.2	-2.78	1.27	240	31.3	-1.46	1.34	490	67.9	-1.67	0.77
30	4.8	-2.69	1.25	250	33.2	-1.77	1.37	500	69.5	-1.67	0.69
40	6.4	-2.44	1.35	260	35.1	-1.66	1.37	510	70.8	-1.59	1.03
50	8.0	-2.72	1.01	270	37.1	-1.72	1.18	520	71.6	-1.70	1.24
60	9.7	-2.03	0.91	280	39.0	-1.34	1.31	530	72.4	-1.83	1.02
70	11.3	-2.43	0.65	290	41.1	-1.56	1.12	540	73.1	-2.04	0.92
80	12.5	-1.28	0.70	300	42.9	-1.99	1.23	550	73.9	-2.02	0.77
90	13.5	-1.19	0.86	310	44.4	-1.74	1.12	560	74.7	-1.96	0.72
100	14.5	-1.28	0.95	330	46.3	-1.62	1.11	570	75.4	-2.22	1.18
110	15.4	-1.39	1.06	340	47.3	-1.82	0.95	580	76.2	-2.09	1.15
120	16.4	-1.48	1.09	350	48.3	-1.72	1.09	590	77.0	-1.76	1.07
130	17.4	-1.06	1.13	360	49.2	-1.95	1.02	600	77.7	-2.26	1.39
135	17.9	-1.08	1.42	370	50.2	-1.90	1.02	608	78.3	-2.32	1.56
140	18.2	-1.19	1.12	380	51.2	-1.93	0.78	620	79.3	-2.16	1.47
145	18.5	-1.30	1.21	390	52.1	-1.70	1.10	630	81.4	-2.37	1.43
150	18.9	-1.35	1.16	400	53.1	-1.94	1.03	640	83.5	-2.30	1.07
160	19.8	-1.49	1.04	410	54.0	-1.84	1.04	650	85.6	-1.78	0.95
170	21.1	-1.33	1.11	420	54.9	-2.00	0.95	670	89.9	1.84	1.01
180	22.3	-1.12	1.17	430	56.3	-2.04	0.73	680	91.5	-2.15	0.97
190	23.5	-1.29	1.33	440	57.8	-1.94	0.58	700	93.1	-2.22	1.22
200	24.6	-1.35	1.10	450	59.4	-1.80	0.63	708	96.2	-2.63	0.91
210	25.4	-1.56	1.36	460	61.7	-1.39	0.85	720	97.7	-1.94	0.22
220	27.4	-1.31	1.28	470	64.1	-1.45	0.90	730	99.6	-1.99	0.38

续表

岩芯深度(cm)	年代(ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$(‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$(‰)	岩芯深度(cm)	年代(ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$(‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$(‰)	岩芯深度(cm)	年代(ka)	$\delta^{18}O_{PDB}$(‰)	$\delta^{13}C_{PDB}$(‰)
740	101.4	-2.19	0.81	930	131.6	-0.96	0.56	1120	145.2	-1.43	0.53
750	103.3	-2.67	1.04	940	132.3	-1.02	0.69	1130	145.9	-1.31	0.60
760	105.5	-2.08	0.94	950	133.0	-0.94	0.76	1140	146.6	-1.22	0.63
770	107.7	2.24	1.04	960	133.7	-1.23	0.76	1150	147.3	-1.05	0.81
780	109.9	-2.39	1.15	970	134.4	-1.13	0.65	1160	148.0	-0.92	0.51
790	112.0	-2.29	0.88	980	135.1	-0.84	0.75	1170	148.7	-1.52	0.92
800	114.0	-2.16	0.84	990	135.8	-1.30	0.52	1180	149.5	-1.14	0.79
808	115.6	-2.23	1.11	1000	136.5	-1.33	0.58	1190	150.2	-1.19	0.69
820	117.9	-2.75	0.91	1010	137.3	-1.09	0.75	1200	150.9	-1.41	0.93
840	121.9	-2.88	0.85	1020	138.0	-1.00	0.98	1220	152.3	-1.40	0.62
850	123.8	-2.62	0.58	1030	138.7	-1.15	0.81	1230	153.1	-1.01	0.63
860	124.9	-2.79	0.63	1040	139.4	-1.34	0.85	1240	153.8	-1.23	0.55
870	126.0	-1.99	0.44	1050	140.1	-1.56	1.17	1250	154.5	-1.52	0.77
880	127.1	-2.36	0.59	1060	140.8	-1.41	0.97	1260	155.2	-1.11	0.77
890	128.2	-1.76	0.41	1070	141.6	-1.29	0.76	1270	155.9	-1.64	0.73
900	129.3	-1.92	-0.31	1080	142.3	-1.59	0.72	1280	156.6	-1.19	0.64
910	130.2	-1.19	0.94	1090	143.0	-1.53	0.38	1290	157.4	-1.53	0.73
920	130.9	-1.19	0.78	1100	143.7	-1.44	0.40	1300	158.1	-1.81	0.70

出图 2-1。该岩芯共跨越了氧同位素地层的 1～6 期和含括了高分辨的氧同位素各亚期(表 2-4,图 2-1b),是目前南海海区分辨率最高的氧同位素地层学时标。氧同位素期的划分是按照中间点原则进行的(下同),氧同位素亚期事件的划分是按照各事件的 $\delta^{18}O$ 轻值和重值所跨越岩芯长度的中间点确定的。各不同取样层段年代系根据氧同位素期和亚期的年代(表 2-4)确定的,计算的方法是,位于某岩芯层段的氧同位素期或亚期的年代即为该层位的年代,其他层位按各氧同位素事件间的平均沉积速率内插求得,岩芯底界的年代系由 $\delta^{18}O$ 事件 6.2 和 6.3 间的平均沉积速率外推求得。各层位的年代结果列于表 2-3。根据氧同位素的分馏机理(钱建兴,1990)及本章的综述部分,氧同位素的轻重变化,不但能用于地层划分,而且还可指示环境,即氧同位素的奇数期代表间冰期,反映了暖的环境;偶数期代表冰期,反映了冷的条件。各氧同位素偶数和奇数期内的亚期数字代表的意义同样是奇数亚期代表相对较暖的环境,偶数亚期代表相对较冷的环境。下面对各氧同位

素期和亚期予以简要论证。

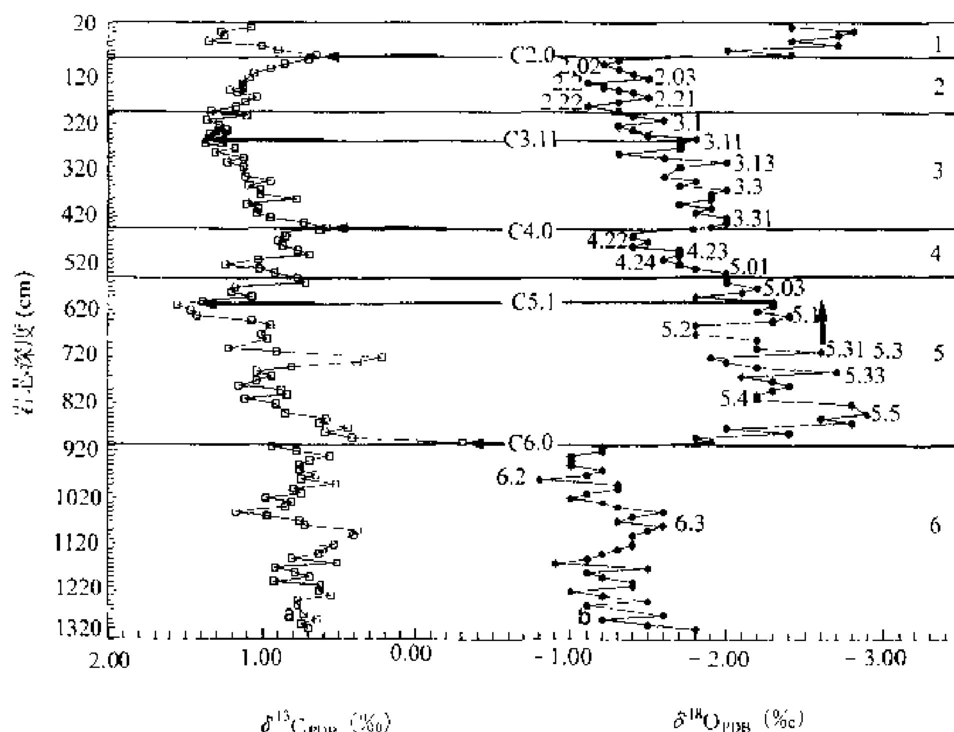


图 2-1 晚更新世以来浮游有孔虫标准稳定碳同位素地层及氧同位素地层(SO49-37KL 岩芯)

a代表碳同位素地层,横箭头和相应C后数字代表碳同位素事件;b代表氧同位素地层,数字代表氧同位素期和亚期事件,竖箭头代表粉红色壳 *G. ruber*(pink)最后一次出现的基面

Fig.2-1 Standard stable carbon isotope stratigraphy and stable oxygen isotope chronostratigraphy since Late Pleistocene (core SO49-37KL)

a. Standard carbon isotope chronostratigraphy. Horizontal arrows and corresponding numbers behind C refer to carbon isotope chronostratigraphy. b. Oxygen isotope stratigraphy. Numbers refer to oxygen isotope stages and substages. Vertical arrow refers to the Last Appearence Datum (LAD) of pink-pigmented *G. ruber*

氧同位素第 1 期,0~75cm 段。氧同位素第 2 期,75~195cm 段,该期包含了 5 个高分辨的亚期事件,分别是 2.02、2.03、2.2、2.21 和 2.22 事件,其中 2.02、2.03 和 2.22 在 Martinson 等(1987)的年表中未出现。氧同位素第 3 期,195~445cm,该期包含了 5 个明显的亚期,即 3.1、3.11、3.13、3.3 和 3.31 事件,其中 3.11 在 Martinson(1987)的年表中未出现,氧同位素第 4 期,445~550cm,具有 4.22、4.23 和 4.24 共 3 个亚期。氧同位素第 5 期,550~905cm,该期含有 9 个明显的亚期(5.01、5.03、5.1、5.2、5.31、5.3、5.33、5.4 和 5.5 亚期)。氧同位素第 6 期,905~130cm,该期包含了 6.2 和 6.3 两个明显的亚期。

该岩芯中带粉红色素的 *G. ruber*(pink)最后一次出现的层段为 600cm 处(图 2-1b 的箭头所示),即 $\delta^{18}O$ 的 5.1 期。

通过分析列于表 2-4 的由该岩芯高分辨氧同位素期及亚期年计算所得到的沉积速率和沉积通量(沉积通量系由各期和亚期的平均干密度乘以沉积速率所求得)数据可以看出,冰期时的沉积速率和沉积通量要明显大于间冰期。冰期时的高沉积速率和高沉积通

表 2-4 SO49-37KL 岩芯氧同位素期、亚期及沉积速率和沉积通量

Table 2-4 Oxygen isotope stages and substages in different core depth and sedimentation rates and fluxes from core SO49-37KL

期及亚期	期及亚期中间点岩芯深度(cm)	岩芯下限(cm)	岩芯上限(cm)	年代(a)	期及亚期间岩芯深度(cm)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	沉积通量[$g/(m^2 \cdot a)$]	各期平均沉积速率(cm/ka)	各期平均干密度(g/cm^3)	各期平均沉积通量[$g/(m^2 \cdot a)$]
2.0	75	80	70	12050	55	6.22	0.59	36.7	6.22	0.59	36.70
2.02*	90	100	80	13499	15	10.35	0.48	49.68	9.95	0.50	49.75
2.03*	115	120	110	15915	25	10.35	0.48	49.68			
2.2	135	140	130	17850	20	10.35	0.51	52.79			
2.21	155	160	150	19220	20	14.59	0.53	77.38			
2.22*	180	190	170	21020	25	8.18	0.53	46.69			
3.0	195	210	180	24110	15	8.18	0.56	45.81			
3.1	210			25420	15	11.45	0.54	61.83	7.17	0.55	39.44
3.11*	260	270	250	35140	50	5.15	0.53	27.30			
3.13	305	310	300	43880	45	5.15	0.52	26.78			
3.3	370	380	360	50210	65	10.29	0.55	56.60			
3.31	425	430	420	55450	55	10.58	0.58	61.36			
4.0	445	460	430	58960	20	5.70	0.58	33.06			
4.22	470	480	460	64090	25	4.87	0.60	29.22	7.02	0.65	45.63
4.23	495	500	490	68830	25	5.27	0.66	34.78			
4.24	510	500	520	70820	15	7.54	0.65	49.01			
5.0	550	600	510	73910	40	12.95	0.67	86.77			
5.01*	550	540	560	73910	40	12.95	0.67	86.77			
5.03*	575	570	580	75820	25	13.11	0.66	86.53	6.35	0.65	41.28
5.1	620	640	600	79250	45	13.11	0.69	90.46			
5.2	675	700	650	90950	55	4.70	0.67	31.49			
5.31	708			96210	33	6.27	0.70	43.89			
5.3	729	750	708	99380	21	6.63	0.68	45.08			
5.33	750			103290	21	5.37	0.73	39.20			
5.4	784	808	760	110790	34	4.53	0.60	27.18			
5.5	850	880	820	123820	66	5.07	0.57	29.00			
6.0	905	910	900	129840	55	9.14	0.63	57.58			
6.2	980	1030	930	135100	75	14.26	0.58	82.71	14.10	0.72	101.52
6.3	1080	1120	1040	142280	100	13.93	0.58	80.79			
岩芯底界	1300			158070	220	13.93	0.74	103.08			

*表示在 Martinson 等(1987)年表上未出现的事件,其年代由内插求出。

量的原因是由于低海面时大量陆源物质的注入造成的。自 $\delta^{18}O$ 的 5.5 亚期以来沉积速率和沉积通量变化的一个非常显著的特点是，海退时的沉积速率和沉积通量要明显大于海进时，包括间冰期时温暖的奇数亚期向相对较冷的偶数亚期过渡时(自高海面向相对较低的海平面转变时)和氧同位素第 2 期时的 2.21 亚期向 2.2 亚期过渡时(该期相对较高的海平面向低海面转变时)。明显高的沉积速率和沉积通量在该岩芯中出现的时代分别是，由 5.5 亚期向 5.4 亚期过渡时、5.31 亚期向 5.2 亚期过渡时、5.1 亚期向 5.0 期和 5.0 期向 4.24 亚期过渡时、3.1 亚期向 3.0 期过渡时以及 2.21 亚期向 2.2 亚期过渡时，由高海面向低海面转变时的高沉积速率和沉积通量是由于大量陆源物质注入造成的(详细证明见碳酸钙地层学和第三章)。晚更新世以来(自 $\delta^{18}O$ 的 6.0 事件开始)共发生了两次显著高的并对碳酸钙百分含量造成稀释的陆源物质注入时期(高沉积速率和沉积通量)，第一次是由 $\delta^{18}O$ 的 5.1→5.0→4.24 过渡时期(当过渡至 5.0 期—4.24 亚期时造成了对碳酸钙百分含量的最大稀释，当时的碳酸钙百分含量为晚更新世以来的最低值)，当时的沉积速率要比 4.24 亚期至 4.22 亚期以及 4.22 亚期向 4.0 期和 4.0 期向 3.31 亚期过渡时要高出近一倍和一倍以上，沉积通量高出近两倍及两倍以上。因为 $\delta^{18}O$ 的第 5 期为最后一次间冰期，所以在由最末一次间冰期向末次冰期($\delta^{18}O$ 的第 4、3 和 2 期)第一次转变时出现了很高的陆源物质注入；第二次是由 $\delta^{18}O$ 的 3.1 亚期向 3.0 期过渡时，同样出现了高的沉积速率和沉积通量并且造成了对碳酸钙百分含量的稀释，但其幅度小于第一次注入事件；此外，在 $\delta^{18}O$ 的 2.21 亚期向 2.2 亚期过渡时，也出现了高的沉积速率和沉积通量，但其幅度要小于第一次陆源物质注入时期，并且没有造成像 5.0 期至 4.24 亚期和 3.1 亚期至 3.0 期那样的对碳酸钙百分含量的显著稀释。表明在由 $\delta^{18}O$ 的 3.1 亚期向 3.0 期及 3.0 期向末次冰期最盛期($\delta^{18}O$ 的第 2 期)的 2.22 亚期过渡时，尽管晚更新世以来最低海平面发生在 $\delta^{18}O$ 的第 2 期，但其陆源物质的注入量都要小于第一次注入。

(2) 晚更新世以来浮游有孔虫标准稳定碳同位素地层学时标的建立及基本理论

对晚第四纪以来浮游有孔虫的碳同位素地层进行研究的主要为 Labeyrie 等(1985)，他们提出有可能利用 $\delta^{13}C$ 的波动划分地层，但是由于大洋岩芯可能的底栖生物扰动和低沉积速率等原因最终没能建立起标准的碳同位素地层学时标。此外，Shackleton 等(1983)在对西太平洋 V19-30 岩芯的浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 研究时发现了冰消作用时具有轻的 $\delta^{13}C$。汪中和(Wang et al.，1986)在对南海南部 SCS-15A 岩芯浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 研究时也发现了冰消时的轻值。Oppo 等(1989)对最末一次冰消作用时热带暖表水的 $\delta^{13}C$ 轻值现象作了研究，提供的假说是认为该现象与中层水的上涌有关，并指出需对小于 1000m 的岩芯(中层水的岩芯)进行研究，以便进一步检验。总之，自 50 年代氧、碳同位素分析技术用于海洋以来，由于多种原因，第四纪晚更新世以来浮游有孔虫的标准稳定碳同位素地层学时标一直没能得以建立。

这里首先给出利用 SO49-37KL 岩芯所建立的第四纪晚更新世以来浮游有孔虫的标准碳同位素地层学时标(图 2-1a)，然后再详细论证表层水碳同位素分馏的基本理论。该标准碳同位素地层学时标，共命名了 5 个碳同位素事件，时代由氧同位素地层学时标控制。分别是 C2.0(碳 2.0)事件，第 1 个最轻的碳同位素峰值，岩芯深度为 75cm(该峰值共记录了两个基本相同的最轻值，其层位分别是 70cm 和 80cm，所以取其中间层位——75cm)，时代为 12ka。C3.11 事件，第 1 个碳同位素的最重值，位于该岩芯的 250cm，时代

为 33ka。C4.0 事件，第 2 个碳同位素的最轻峰值，岩芯深度为 445cm(该峰值共记录了两个相近的轻值，其层位分别是 440cm 和 450cm，故取其中间层位——445cm)，时代为 59ka。C5.1 事件，第 2 个最重的碳同位素值，岩芯层位为 608cm，时代为 78ka。C6.0 事件，第 3 个碳同位素的最轻值，岩芯深度为 900cm，时代为 130ka。

下面探讨上述 $\delta^{13}C$ 事件与氧同位素期及亚期的关系。C2.0 事件与 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限有着很好的吻合，即相当于 $\delta^{18}O$ 的 2.0 事件；C3.11 事件，对应着 $\delta^{18}O$ 地层学 3.11 亚期的结束，需要指出的是，$\delta^{18}O$ 的 3.11 事件在 Martinson 等(1987)的合成曲线上未出现，但是在一些高分辨岩芯中都记录了该事件，该事件位于 3.1 事件后的第 1 个峰值，在低分辨的岩芯中相当于 3.1 事件。C4.0 事件与 $\delta^{18}O$ 地层学的 4.0 事件相对应；C5.1 事件发生在 $\delta^{18}O$ 地层学的 5.1 事件即将结束的同一时代；C6.0 事件与 $\delta^{18}O$ 地层学的 6.0 事件相对应。该碳同位素地层学事件与 $\delta^{18}O$ 事件有着很好的对应关系，所以命名时考虑到便于记忆和统一，把这些碳同位素事件的代表数字都和氧同位素的事件数字相一致。偶数代表轻的 $\delta^{13}C$ 值，奇数代表重的 $\delta^{13}C$。该 $\delta^{13}C$ 标准地层学可以全部和 $\delta^{18}O$ 地层学期匹配，这样两种时标同时采用，可互为佐证。例如在确定 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限时，根据 $\delta^{13}C$ 的 2.0 事件最轻值必然对应着 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限，就可肯定 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限。而对于 $\delta^{18}O$ 的 2、3 期界限确定就更有用，因为确定其界限时重要的是肯定 $\delta^{18}O$ 的 3.1 事件，而 $\delta^{18}O$ 的 3.1、3.11 和 3.13 事件较难确定，根据 C3.1 事件的最重值必然对应着 $\delta^{18}O$ 的 3.11 事件的即将结束，而其上部就可以肯定为 3.1 事件，下部为 3.13 事件。$\delta^{18}O$ 的 3、4 期界限与 C4.0 事件(最轻值)相对应，这样就很容易确定该事件。在确定 $\delta^{18}O$ 的 4、5 期界限时，重要的是要肯定 $\delta^{18}O$ 的 5.1 事件，而在由 $\delta^{18}O$ 的 4.22 向 5.1 事件转变时，还存在着 5.01 和 5.03 事件，如果对此不熟悉，容易把 5.01、5.03 和 5.1 同时作为 5.1 事件，而根据 C5.1 事件必然对应着 $\delta^{18}O$ 的 5.1 事件即将结束，就可以肯定地确定 5.1 事件。而对于 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限，根据 C6.0 事件(第 3 个最轻的峰值中第 1 个最轻值)恰好对应着 $\delta^{18}O$ 的 6.0 事件，就可以很准确的确定该界限。根据我们所建立的标准稳定碳同位素地层学时标和氧同位素地层学进行双向定标，这样碳、氧稳定同位素就成为一对匹配的地层学工具，使得地层时代划分更为准确。碳、氧稳定同位素地层事件之间的关系以及如何选取碳同位素事件总结于表 2-5。

与氧同位素在很大程度上依赖于温度的分馏不一样。在海水氧同位素组成一定的情况下达到氧同位素平衡的有孔虫壳体的 $\delta^{18}O$ 与温度的关系是，$\delta^{18}O$ 每变化 1‰相当于温度变化 4.5℃，约为 0.22‰/℃ (Broecker, 1990)；但是碳同位素与温度间的分馏作用很小，约为 0.03‰/℃(Mook et al., 1974)。这样不可能造成像浮游有孔虫氧同位素那样的间冰期和冰期时大的差别。Broecker(1982)曾对间冰期和冰期时许多岩芯暖表层水的浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 作了平均统计计算及理论计算，结果表明间冰期和冰期时的 $\delta^{13}C$ 平均值基本相等。Broecker 和 Woodruff(1992)又对此进行了重新计算，同样是差别很小，冰期比间冰期仅低约 0.1‰。这样像氧同位素地层那样利用轻重转折的中间点划分地层的原则就无法用于碳同位素地层划分，所以要建立起晚更新世以来的浮游有孔虫稳定碳同位素标准地层学时标，需对表层水中碳同位素分馏进行深入探讨。

下面对所建立的晚更新世以来的浮游有孔虫稳定碳同位素标准地层学时标的基本理论进行论证。

表 2-5　标准稳定碳同位素地层事件及与氧同位素地层学事件的关系

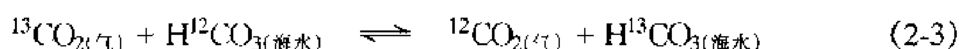
Table 2-5　Standard stable carbon isotope stratigraphic events and the relationship of carbon and oxygen geochronology

$\delta^{13}C$ 地层学事件	相应的 $\delta^{18}O$ 期及亚期	年　代 (ka)	描　　述
C2.0	2.0	12	第一个碳同位素的最轻峰值，如果高分辨岩芯出现一个以上相近的最轻值，取其中间点，否则取其最轻值。恰好位于 $\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限。
C3.11	3.11	33	第一个碳同位素的最重值，选取自 C2.0 事件起变得最重的 $\delta^{13}C$ 值。位于 $\delta^{18}O$ 的 3.11 事件即将结束时。
C4.0	4.0	59	第二个最轻的碳同位素峰值，确定方法同 C2.0 事件，恰好位于 $\delta^{18}O$ 的 3、4 期界限。
C5.1	5.1	78	第二个碳同位素的最重值，在该标准曲线上记录了自晚更新世以来最重的 $\delta^{13}C$，选取的方法是自 C4.0 起到岩芯下部最重的 $\delta^{13}C$ 值为止，位于 $\delta^{18}O$ 的 5.1 亚期即将结束时。
C6.0	6.0	130	第三个最轻的 $\delta^{13}C$ 值，选取自 C5.1 起第一个最轻的 $\delta^{13}C$ 值，恰好位于 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限。

由于 $CaCO_3$ 质浮游有孔虫生活在表层水，所以要对表层水影响无机碳分馏的因素进行探讨，$CaCO_3$ 的形成与海水中的重碳酸盐（HCO_3）直接相关，但是 HCO_3 的分馏又与海水中溶解的总 CO_2（$\Sigma CO_2 = HCO_3 + CO_3^{2-} + CO_2 + H_2CO_3$）密切相关，表层水中溶解的总 CO_2 之间的碳同位素分馏比较复杂，其碳同位素交换反应式是（其中 CO_2 主要来自海气交换和部分涌升的 CO_2）：



$$^{13}CO_{2(气)} + ^{12}CO_{(海水)} \rightleftharpoons ^{12}CO_{2(气)} + ^{13}CO_{2(海水)} \quad (2\text{-}2)$$



$$^{13}CO_{2(气)} + H^{12}CO_{3(海水)} \rightleftharpoons ^{12}CO_{2(气)} + H^{13}CO_{3(海水)} \quad (2\text{-}3)$$



$$^{13}CO_{2(气)} + ^{12}CO_{3(海水)}^{2-} \rightleftharpoons ^{12}CO_{2(气)} + ^{13}CO_{3(海水)}^{2-} \quad (2\text{-}4)$$

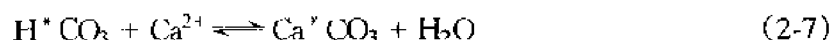


$$H^{13}CO_{(溶)} + ^{12}CO_3^{2} \rightleftharpoons H^{12}CO_{3(溶)}^{-} + ^{13}CO_{3(溶)}^{2-} \quad (2\text{-}5)$$



$$^{13}CO_{2(溶)} + H^{12}CO_{2(溶)} \rightleftharpoons ^{12}CO_{2(溶)} + H^{13}CO_{2(溶)} \quad (2\text{-}6)$$

$CaCO_3$ 的形成直接与重碳酸盐（HCO_3）有关（实际上重碳酸盐又与 CO_2 和 CO_3^{2-} 密切相关），所以，可以写出下式：



$$H^{*}CO_3 + Ca^{2+} \rightleftharpoons Ca^{*}CO_3 + H_2O \quad (2\text{-}7)$$

上式中的 * 号代表碳同位素组成，可见 $CaCO_3$ 中的碳同位素记录了海水中重碳酸盐

的同位素组成(即 HCO_3-$CaCO_3$ 系统),因为 HCO_3 与 CO_2 和 CO_3^{2-} 同样存在着同位素交换,所以说表层水中 $CaCO_3$ 的碳同位素主要记录了表层水中总溶解 CO_2 的碳同位素组成($\delta^{13}C$ 值)。

综上所述,要想全面理解影响 $CaCO_3$ 质浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 的控制因素,焦点问题是要对控制表层海水中溶解 ΣCO_2 的因素进行全面研究,下面配合实测所建立的晚更新世以来的标准稳定碳同位素地层学时标予以论证。

① 通过浮游和底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 的对比由本节(3)可见,浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 要明显重于底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$,因为其直接与海水中溶解的 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 相关,所以实测的 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 也同样具表层水比底层水要重的特点,造成这种结果的因素为光合作用。这是由于在表层水的透光带内,光合作用合成有机质(碳),因为实测的海洋有机碳的 $\delta^{13}C$ 很低,约为 -20‰ (Fontugne et al. ,1986, Oppo et al. ,1989),表明表层水体中总溶解 CO_2 的 ^{12}C 被优先结合进入有机碳,其有机碳同位素交换式是:



$$6\,{}^{*}CO_2 + 6H_2O \xrightarrow{\text{光合作用}} {}^{*}C_6H_{12}O_6 + 6O_2 + \text{能量} \tag{2-8}$$

上式中 * 代表光合作用进入有机质的 ^{12}C 和 ^{13}C。这样就会使得表层水体总溶解 CO_2 和浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 要重于深水总溶解 CO_2 和底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 值(因为深水不存在光合作用过程)。根据这种理论,可以拓展到地质历史上浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 变化方面,因为当浮游生产力高(即合成有机质高,生物泵作用强或者说具大的碳贮库)时,会优先结合更多的 ^{12}C,所以表层水总溶解的 $\delta^{13}C$ 和记录在浮游有孔虫壳体的 $\delta^{13}C$ 必然会出现一重值,相反浮游生产力低时,则浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 必然会记录一轻值。根据碳循环理论(见第三章),这种现象也必然会在冰期和间冰期时的浮游生产力方面有所反映,在间冰期结束前会出现高的浮游生产力(初级生产力),反之亦然。该理论和实际实验数据的结果一致。从图 2-2 和表 2-3 数据可以清楚地看出,碳同位素最重值的 C3.11 和 C5.1 事件分别发生在间冰期即将结束时,说明当时出现了高的浮游生产力(强的生物泵或者说大的碳贮库),其含义也就是说从间冰期进入冰期时需要大的碳贮库,并且这种高的浮游生产力(即初级生产力)提前发生——在间冰期即将结束前,输出生产力(与初级生产力正相关,见第三章)的研究也佐证了这一点。

② 海水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 与营养盐 PO_4 密切相关,在南海的情况是,现代深层水 PO_4 的含量为 2.7~3.0μmol/kg,总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 约为 0.28‰;表层水的 PO_4 含量约为零(基本上被生物行为所全部利用),表层水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 约为 2‰。Broecker (1982)根据实测的全球海洋的 PO_4 和总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 求出一相关式:

$$\delta^{13}C = \delta^{13}C_{\text{暖表层水}} - 0.93\ PO_4 \tag{2-9}$$

上式中的 $\delta^{13}C$ 代表暖表层水以深的总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值,$\delta^{13}C_{\text{暖表层水}}$ 代表表层海水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值,其基本含义是表明当 PO_4 含量增加时,$\delta^{13}C$ 变轻;PO_4 含量降低时,$\delta^{13}C$ 变重。这与南海的情况是一致的。

根据 2-9 式可写出:

$$\delta^{13}C_{\text{暖表层水}} = \delta^{13}C + 0.93\ PO_4 \tag{2-10}$$

Oppo 等(1989)曾把 2-9 式改写成:

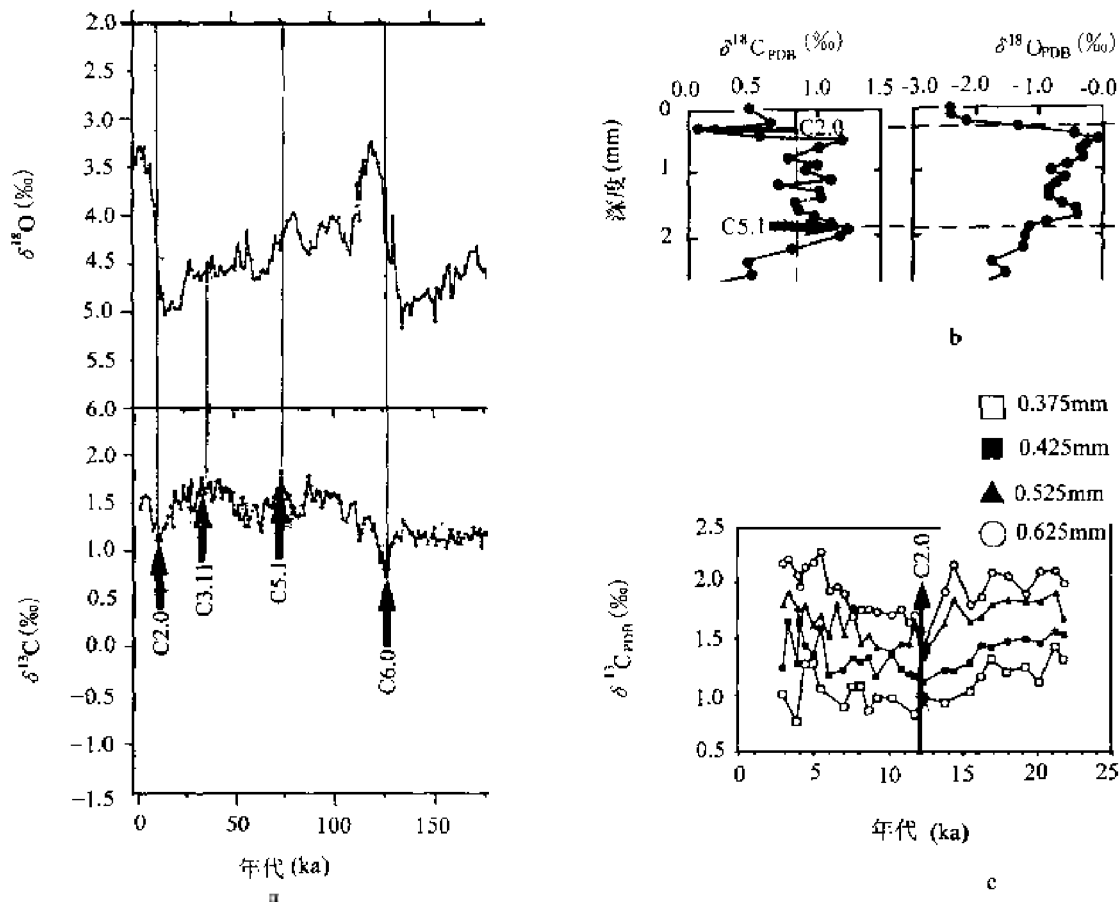


图 2-2　太平洋和加勒比海岩芯的碳同位素地层事件

a 代表太平洋 V19-30 岩芯底栖有孔虫 *U. senticosa* 的氧同位素记录和浮游有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei* 的碳同位素记录(数据来自 Shackleton et al.,1983b);b 代表加勒比海 V12-122 岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 的碳、氧同位素记录(数据来自 Broecker,1982);c 代表加勒比海 V28-122 岩芯浮游有孔虫 *G. trilobus sacculifer*(无袋)的碳同位素记录(数据来自 Oppo 等,1989)。图中 c 后数字代表碳同位素事件

Fig.2-2　Events of carbon isotope chronostratigraphy from cores of the Pacific Ocean and the Caribbean Sea

a. Oxygen isotopic record of benthic foraminifera *U. senticosa* and carbon isotopic record of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* from core V19-30 of the Pacific Ocean (data from Shackleton et al., 1983b); b. Carbonisotopic record of planktonic foraminifera *G. ruber* from core V12-122 of the Caribbean Sea (data from Broecker, 1982); c. Carbon isotope record of planktonic foraminifera *G. sacculifer* from core V28-122 of the Caribbean Sea (data from Oppo et al., 1989). Numbers behind C refer to carbon isotopic events

$$\delta^{13}C_{P-N} = \delta^{13}C + 0.93\ PO_4 \tag{2-11}$$

上式中$\delta^{13}C_{P-N}$代表某一水团初始 PO_4 的 $\delta^{13}C$ 值(即标准化到零)。

根据基本式 2-9 及转化后的 2-10 式和 Oppo 等(1989)的 2-11 式可以研究标准曲线中浮游有孔虫 $\delta^{13}C$(主要记录了表层水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$)最轻和最重事件与营养盐 PO_4 的关系。式 2-9 主要说明了海水中的 $\delta^{13}C$ 与 PO_4 为负相关。转换后的式 2-10 则可直观的表明当 $PO_4 = 0$ 时。$\delta^{13}C_{暖表层水} = \delta^{13}C$,现代南海的 PO_4 基本上都被初级生产者所利用,接近零值。以下的论证将用到式 2-10 表明的这种状况。2-11 式主要可用于计算各不

同水团 PO_4 被标准化到零后的初始 $\delta^{13}C$ 值，Oppo 等(1989)利用实测的现代不同水团的总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 和 PO_4 资料，计算了南极底层水(AABW)、北大西洋深层水(NADW)、南极中层水(AAIW)及表层水的碳同位素初始值 $\delta^{13}C_{P-N}$值，其中 AAIW 具最重的 $\delta^{13}C_{P-N}$值，并且对比太平洋 20°N－20°S、150°W－160°W 的现代上升流海区表层水都具轻的 $\delta^{13}C$ 和较高的 NO_3 及一些中层水岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 也具有冰消时的轻值的特点，总结后认为末次冰消作用时($\delta^{18}O$ 的 1、2 期转折)浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值可能是下覆中层水同位素组成的反映或者是上升流混合作用加强引起的。本书的研究则认为浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值最主要的是由于冰融水(含淡水)比较突发地开始大量注入海洋所引起的(见其后③的论证)。

通过式 2-10 可以清楚地看出，当 PO_4 被初级生产者全部利用时，$\delta^{13}C_{暖表层水} = \delta^{13}C$ ($PO_4=0$ 时)，此时暖的表层水的 $\delta^{13}C$ 即为来源水的 $\delta^{13}C$，所以当 PO_4 被全部利用后表层水的 $\delta^{13}C$ 与来源水有关。结合所建立的晚更新世以来 $\delta^{13}C$ 标准地层事件、上述①中生产力的变化和 PO_4 可能出现的几种情况进行考虑。

在 2-9 式 $\delta^{13}C$-PO_4 相关的情况下，如果晚更新世以来表层水的 PO_4 全部被生物行为利用，这样由2-10和2-11式可见，$\delta^{13}C_{暖表层水} = \delta^{13}C = \delta^{13}C_{P-N}$，为一常数，此时，$\delta^{13}C_{暖表层水}$完全取决于来源水的 $\delta^{13}C$(即 $\delta^{13}C_{P-N}$)；如果来源水的 $\delta^{13}C$ 本身就具轻值，如大量冰融水(含淡水)比较突发地开始大量注入海洋，而 $\delta^{13}C$ 的最轻值与 PO_4 的最大值不一致(不符合 2-9 式)，此时不管表层水的 PO_4 是否被全部利用，表层水的 $\delta^{13}C$ 都会记录相对轻的值，但由于 2-9 式为一实际的客观存在，此后为了达到式2-9 的 $\delta^{13}C$-PO_4 平衡，这时取决于表层水 PO_4 的被利用程度，PO_4 被利用的越完全，$\delta^{13}C$ 的轻值就越不明显，相反，$\delta^{13}C$ 的轻值就越明显；如果来源水的 $\delta^{13}C$ 本身就具重值，此时不管表层水的 PO_4 是否被全部利用，表层水的 $\delta^{13}C$ 都会具相对重的值，但同样与 PO_4 的被利用程度有关，PO_4 被利用的越完全，则 $\delta^{13}C$ 的重值越明显，相反则越不明显。$\delta^{13}C$ 事件的轻重变化、生产力及其 PO_4 的被利用情况是相关的，主要在显现 $\delta^{13}C$ 的重值方面，其因果关系是：

因为生产力越高，$\delta^{13}C$ 重值越明显，所以当生产力高，PO_4 被利用的越完全(有时可能没被全部利用)，$\delta^{13}C$ 重值越明显。相反，则越不明显。

③ Fairbanks(1989)通过巴巴多斯(Barbados)珊瑚阶地的海平面变化与北大西洋岩芯浮游有孔虫的氧同位素组成的对比，识别出明显的距今 12ka 时的冰融水注入事件，命名为 MWP-Ia 事件。作者通过对东海 255A 岩芯的氧同位素记录与海平面变化曲线的对比也清楚地识别出了该事件。在该事件发生的时代有最大产率(与其相邻的时代相比)的冰融水(含淡水)比较突发地注入海洋。因为淡水比海水具有更轻的 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 值(Hitchon 和 Krouse 1972 年测定的加拿大马更些河中未污染的 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 为 $-1.3‰\sim-24‰$)，所以，浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 值清楚地记录了冰消作用时冰融水(含淡水)比较突发地以最大产率注入海洋并导致表层海水 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 变轻的状况。由于全球尺度上的冰消作用是同时的，所以浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值可与冰消作用时的 $\delta^{18}O$ 期匹配划分地层。

④ 陆地生物圈碳贮库的迁移会影响海水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 组成，Shackleton

(1977)提出这一观点，即冰期时由于陆相热带雨林等植被被冰席破坏而缩小，会造成冰期时海洋的 $\delta^{13}C$ 变轻，但其主要影响平均大洋水的 $\delta^{13}C$ 组成，并且主要反应在底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 组成变化上(详见第四章)。因为海洋占全球可交换碳的 90% 左右，所以海洋体系碳贮库的调节很重要。

⑤ 自 50 年代以来，已经分析了大量岩芯的氧、碳同位素数据，在部分暖表层水的岩芯中的确出现了 $\delta^{13}C$ 分布的不规律性，主要有以下几种原因：1) $\delta^{13}C$ 地层不可能像氧同位素地层学那样利用间冰期和冰期轻重值的中间点划分，由建立的标准 $\delta^{13}C$ 地层学时标可以看出，$\delta^{13}C$ 地层学是建立在表层水 $CaCO_3$ 与 ΣCO_2 的分馏在间冰期即将结束时和冰消时会出现 $\delta^{13}C$ 的最重值和最轻值的基本理论基础上，它不同于氧同位素地层的划分(建立在间冰期与冰期转折的中间点基础上)，所以存在强烈的底栖生物扰动和低沉积速率的岩芯会对 $\delta^{13}C$ 事件出现掩盖作用，如强的底栖生物扰动作用会中和 $\delta^{13}C$ 的轻值或重值。2)浮游有孔虫种的粒级大小会影响 $\delta^{13}C$ 值，成年壳(大的粒级)会记录重的 $\delta^{13}C$ 值，小粒级的幼年壳会记录 $\delta^{13}C$ 的轻值。3)溶解作用会造成 $\delta^{13}C$ 的变化，溶解作用加强会造成 $\delta^{13}C$ 值变轻，所以，位于深水的岩芯由于冰期和间冰期之间存在着溶解作用差别，同样会掩盖 $\delta^{13}C$ 事件，所以深水岩芯有孔虫种应挑选保存程度好的壳体或抗溶程度高的种。

通过上述论证，可见晚更新世以来浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 事件与古生产力、生物泵作用碳贮库和营养盐 PO_4(供给和利用)以及冰融水(来源水)比较突发地开始大量注入海洋密切相关，概括地说，取决于全球大洋的碳贮库变化和全球碳循环行为。而全球大洋的碳贮库变化及与之相关的冰融水(含淡水)开始大量注入海洋几乎是同时发生的，这就构成了所建立的浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 标准地层学事件在暖表层水的全球大洋的可对比性(不包括形成南极底层水和北大西洋深层水附近的冷表层水的海区)，从原理上分析，主要是因为在冷表层水海区，由于深层水和底层水的形成，会产生比较强烈的下沉，浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 记录有时会和底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 记录相类似，有时会使得碳同位素的奇数事件(最重值)不清晰，这是因为间冰期时的底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 记录了重值。因为浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 轻值有时和底栖有孔虫的轻值同时发生，所以，在冷表层水海区 $\delta^{13}C$ 的偶数事件有时可能比较清楚并和 $\delta^{18}O$ 地层匹配。本次研究的 $\delta^{13}C$ 地层的应用和检验在(3)中论述，其他暖表层水海区的 $\delta^{13}C$ 地层的检验见图 2-3，尽管这些岩芯都没能记录晚更新世以来全部的 $\delta^{13}C$ 事件，但所能记录的 $\delta^{13}C$ 事件都是清晰的。图 2-2a 为太平洋区 3091m 处 V19-30 岩芯(3.38°S，83.52°W) *Neogloboquadrina dutertrei* 的 $\delta^{13}C$ 记录和 *Uvigerina senticosa* 的 $\delta^{18}O$ 记录(Shackleton et al.，1983)，该岩芯记录了和 $\delta^{18}O$ 地层学相匹配的 C2.0、C3.1、C5.1 和 C6.0 事件。加勒比海 V12-122 岩芯(17°N，74.4°W，水深 2800m，Broecker，1982)的 *G. ruber* 的 $\delta^{13}C$ 记录两个明显的 C2.0 和 C5.1 事件(图 2-2b)。图 2-2c 为加勒比海 V28-122 岩芯(11.93°N，78.68°W，水深 3623m，Oppo 等，1989) *G. tribolbus sacculifer* 各不同粒级的 $\delta^{13}C$ 记录，可以很清楚地看出所控制的各粒级的 $\delta^{13}C$ 组成都同时记录了 12ka 时的 C2.0 事件。

总之，晚更新世以来浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 地层的建立，使得碳氧同位素匹配成为确定地层的工具，会使得地层划分更为准确，并且有着其深刻的碳循环意义。

(3) 其他岩芯的氧、碳稳定同位素地层、生物地层、沉积速率和沉积通量。

SO49-5SL岩芯用于有孔虫挑选的为大于250μm的粒级，在该粒级范围内又挑选粒级大小基本相同的有孔虫壳体，浮游有孔虫挑选的 *G. ruber*，在5cm处挑选了两个 *G. sacculifer*（有袋）和 *G. trilobus sacculifer* 样品；底栖有孔虫挑选的为 *U. peregrina* 和 *C. wuellerstorfi* 种。氧、碳同位素组成及由碳、氧同位素期及亚期计算的年代见表2-6，该岩芯可以清楚地划分出氧同位素的1～3期（图2-3，表2-7），其 C3.11 事件也很清晰（约为250cm处，图2-3）。从表2-7可见冰期时的沉积速率和沉积通量要明显大于间冰期。

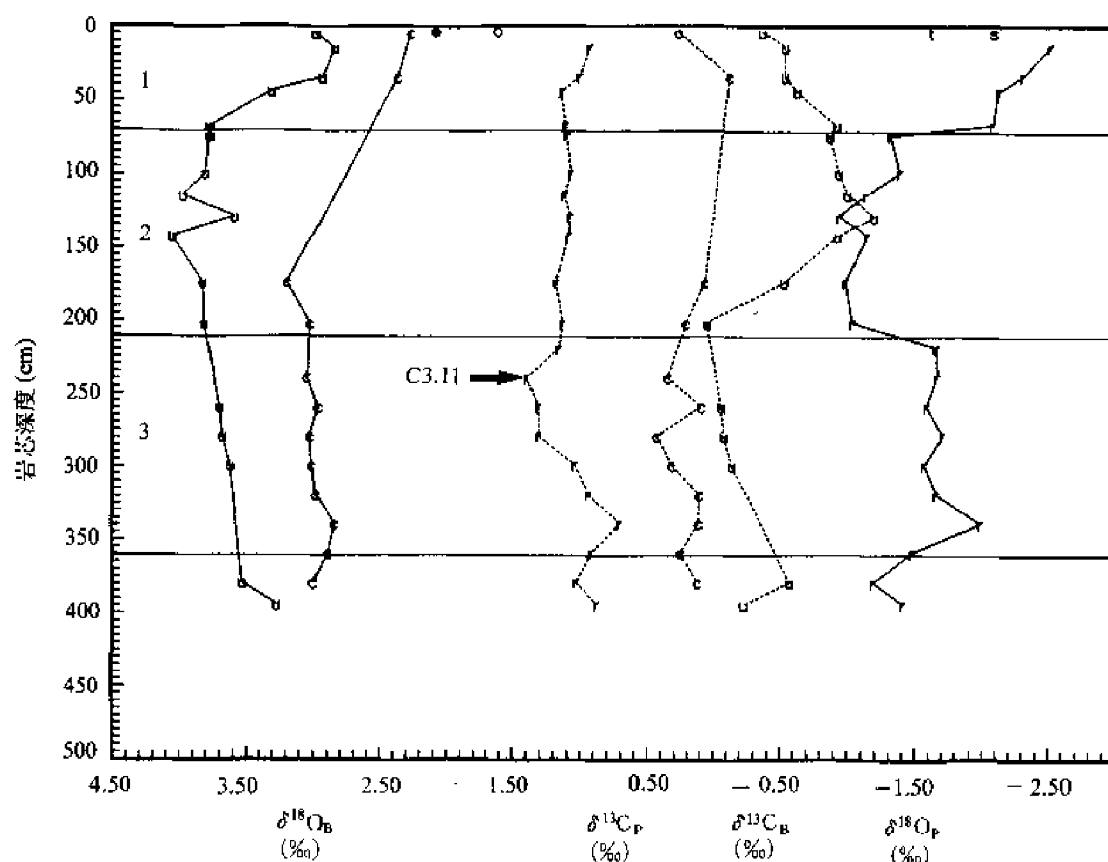


图2-3 SO49-5SL岩芯的氧、碳稳定同位素记录

图中数字代表氧同位素期；C后数字代表碳同位素事件；实线和虚线分别代表氧、碳同位素曲线；r，s（·）和 t（∘）分别代表浮游有孔虫 *G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *G. trilobus. sacculifer* 的氧、碳同位素记录；u 和 c 分别代表底栖有孔虫 *U. peregrina* 和 *C. wuellerstorfi* 的氧、碳同位素记录；$\delta^{18}O_B$、$\delta^{13}C_B$ 和 $\delta^{18}O_P$、$\delta^{13}C_P$ 分别表示底栖和浮游有孔虫的氧、碳同位素值

Fig.2-3 Stable oxygen and carbon isotope records of core SO49-5SL

Numbers indicate oxygen isotope stages. Number behind C refers to carbon isotopic event. Thick and dashed lines represent curves of oxygen and carbon isotopes; r, s(·) and t(∘) represent oxygen and carbon isotope records of planktonic foraminifera *G. ruber*, *G. sacculifer* and *G. t. sacculifer* respectively; u and c represent oxygen and carbon isotope records of benthic foraminifera *U. peregrina* and *C. wuellerstorfi* respectively; $\delta^{18}O_B$, $\delta^{13}C_B$, $\delta^{18}O_P$ and $\delta^{13}C_P$ represent oxygen and carbon isotope values of benthic and planktonic foraminifera respectively

表 2-6 SO49-5SL、SO49-8KL、SO50-37KL、SO50-29KL 和 V35-05 岩芯中浮游和底栖有孔虫的氧碳稳定同位素组成及年代

Table 2-6 Stable oxygen isotope composition of planktonic and benthic foraminifera and their ages from cores SO49-5SL, SO49-8KL, SO50-37KL, SO50-29KL and V35-05

岩 芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年 代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO49-5SL	5	*G.s.*	0.9	-2.08	2.08
	5	*G.t.s.*	0.9	-1.61	1.61
	15	*G.ruber*	2.6	-2.51	0.93
	35	*G.ruber*	5.9	-2.30	1.01
	45	*G.ruber*	7.6	-2.12	1.14
	68	*G.ruber*	11.6	-2.08	1.11
	75	*G.ruber*	12.4	-1.31	1.10
	100	*G.ruber*	14.5	-1.38	1.07
	115	*G.ruber*	15.8	-1.13	1.12
	130	*G.ruber*	17.1	-0.94	1.08
	143	*G.ruber*	18.2	-1.14	1.09
	175	*G.ruber*	21.0	-0.99	1.18
	203	*G.ruber*	23.3	-1.04	1.13
	220	*G.ruber*	26.0	-1.66	1.16
	240	*G.ruber*	30.7	-1.67	1.39
	260	*G.ruber*	35.4	-1.59	1.31
	280	*G.ruber*	40.1	-1.71	1.31
	300	*G.ruber*	44.8	-1.57	1.04
	320	*G.ruber*	49.5	-1.66	0.94
	340	*G.ruber*	54.2	-1.99	0.70
	360	*G.ruber*	59.0	-1.48	0.91
	380	*G.ruber*	61.3	-1.19	1.03
	395	*G.ruber*	64.8	-1.41	0.87
	5	*U.p.*	0.9	2.98	-0.36
	15	*U.p.*	2.6	2.84	-0.53
	35	*U.p.*	5.9	2.93	-0.53
	45	*U.p.*	7.6	3.31	-0.62
	68	*U.p.*	11.6	3.77	-0.92
	75	*U.p.*	12.4	3.77	-0.78
	100	*U.p.*	14.5	3.80	-0.94

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO49-5SL	115	*U.p.*	15.8	3.97	−1.00
	130	*U.p.*	17.1	3.59	−1.19
	143	*U.p.*	18.2	4.05	−0.93
	175	*U.p.*	21.0	3.82	−0.53
	203	*U.p.*	23.3	3.81	0.05
	260	*U.p.*	35.4	3.70	−0.06
	280	*U.p.*	40.1	3.68	−0.08
	300	*U.p.*	44.8	3.62	−0.14
	380	*U.p.*	61.3	3.53	−0.57
	395	*U.p.*	64.8	3.27	−0.23
	5	*C.w.*	2.6	2.26	0.27
	35	*C.w.*	5.9	2.36	−0.12
	175	*C.w.*	21.0	3.19	0.06
	203	*C.w.*	23.3	3.02	0.21
	240	*C.w.*	30.7	3.04	0.35
	260	*C.w.*	35.4	2.96	0.09
	280	*C.w.*	40.1	3.02	0.43
	300	*C.w.*	44.8	3.01	0.32
	320	*C.w.*	49.5	2.98	0.11
	340	*C.w.*	54.2	2.84	0.11
	360	*C.w.*	58.9	2.89	0.25
	380	*C.w.*		3.00	0.12
SO49-8KL	2	*G.s.*	0.8	−2.50	2.06
	22	*G.s.*	8.3	−2.50	1.61
	42	*G.s.*	13.0	−1.33	1.82
	62	*G.s.*	15.0	−1.06	1.89
	82	*G.s.*	17.3	−1.51	1.78
	103	*G.s.*	19.6	−1.38	1.64
	123	*G.s.*	21.9	−1.22	1.78
	143	*G.s.*	24.1	−1.77	1.70
	153	*G.s.*	25.5	−1.88	1.76
	173	*G.s.*	28.1	−2.34	2.04
	193	*G.s.*	30.8	−1.74	1.89

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO49-8KL	223	*G.s.*	34.8	-1.78	1.54
	243	*G.s.*	37.5	-1.65	1.88
	263	*G.s.*	40.2	-2.20	1.53
	283	*G.s.*	42.9	-1.89	1.54
	303	*G.s.*	45.6	-1.79	1.81
	323	*G.s.*	48.2	-.192	1.69
	343	*G.s.*	50.9	-1.86	1.56
	363	*G.s.*	53.6	-1.96	1.65
	383	*G.s.*	56.3	-2.02	1.90
	403	*G.s.*	61.5	-1.81	1.40
	423	*G.s.*	64.1	-1.85	1.69
	443	*G.s.*	69.0	-1.97	1.68
	463	*G.s.*	73.9	-1.82	1.79
	483	*G.s.*	86.4	-2.02	1.91
	503	*G.s.*	98.9	-2.21	1.64
	523	*G.s.*	111.4	-2.28	1.52
	533	*G.s.*	117.7	-1.87	1.54
	543	*G.s.*	123.8	-1.75	1.44
	563	*G.s.*	127.8	-1.30	0.98
	583	*G.s.*	131.6	-0.83	1.24
	603	*G.s.*	135.1	-0.68	1.55
	613	*G.s.*	136.8	-0.90	1.60
	623	*G.s.*	138.4	-0.96	1.59
	643	*G.s.*	141.8	-1.07	1.46
	663	*G.s.*	145.1	-0.95	1.10
	683	*G.s.*	148.4	-1.22	1.22
	703	*G.s.*	151.7	-1.55	1.29
	723	*G.s.*	155.1	-1.24	1.22
	743	*G.s.*	158.4	-1.34	1.33
	763	*G.s.*	161.7	-1.65	1.33
	783	*G.s.*	165.1	-1.71	1.51
	803	*G.s.*	168.4	-1.78	1.46
	823	*G.s.*	171.7	-1.69	1.35

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
	843	*G.s.*	175.1	−1.62	1.17
	883	*G.s.*	180.6	−1.90	1.12
	903	*G.s.*	183.3	−1.85	0.99
	923	*G.s.*	185.5	−1.52	1.23
	943	*G.s.*	187.7	−1.36	1.46
	953	*G.s.*	188.8	−1.75	1.80
	960	*G.s.*	189.6	−1.84	1.67
	2	*U.p.*	0.8	2.83	−0.40
	22	*U.p.*	8.3	2.80	−0.15
	32	*U.p.*	12.1	4.04	−0.37
	62	*U.p.*	15.0	4.14	−0.60
	92	*U.p.*	18.4	3.86	−0.54
	103	*U.p.*	19.6	3.71	−0.70
	113	*U.p.*	20.7	3.72	−0.90
	143	*U.p.*	24.1	3.46	−0.65
	163	*U.p.*	26.8	3.08	−0.38
SO49-8KL	173	*U.p.*	28.1	3.02	−0.70
	193	*U.p.*	30.8	3.17	−0.63
	203	*U.p.*	32.2	3.18	−0.66
	223	*U.p.*	34.8	3.09	−0.47
	233	*U.p.*	36.2	3.04	−0.47
	243	*U.p.*	37.5	3.26	−0.49
	253	*U.p.*	38.9	3.40	−0.42
	263	*U.p.*	40.2	3.46	−0.63
	283	*U.p.*	42.9	3.37	−0.39
	293	*U.p.*	44.2	3.39	−0.31
	303	*U.p.*	45.6	3.08	−1.00
	313	*U.p.*	46.9	3.11	−1.06
	323	*U.p.*	48.2	3.18	−0.24
	343	*U.p.*	50.9	3.23	−0.51
	353	*U.p.*	52.3	2.99	−0.63
	363	*U.p.*	53.6	3.09	−0.74
	383	*U.p.*	56.3	2.89	−0.90

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO49-8KL	393	*U.p.*	57.6	3.04	−0.80
	403	*U.p.*	59.0	3.01	−0.87
	413	*U.p.*	61.5	3.11	−0.65
	423	*U.p.*	64.1	3.42	−0.44
	433	*U.p.*	66.6	3.38	−0.45
	443	*U.p.*	69.0	3.20	−0.82
	453	*U.p.*	71.5	3.25	−0.34
	463	*U.p.*	73.9	3.08	−0.80
	473	*U.p.*	80.2	2.53	−0.75
	483	*U.p.*	86.4	2.77	−0.73
	493	*U.p.*	92.7	2.62	−0.22
	503	*U.p.*	98.9	2.40	−0.64
	513	*U.p.*	105.2	2.55	−0.73
	523	*U.p.*	111.4	2.34	−0.85
	533	*U.p.*	117.7	2.52	−0.86
	543	*U.p.*	123.8	1.92	−1.32
	553	*U.p.*	125.8	2.51	−0.99
	563	*U.p.*	127.8	3.16	−0.56
	573	*U.p.*	129.8	2.77	−1.04
	583	*U.p.*	131.6	3.33	−0.95
	593	*U.p.*	133.4	3.85	−0.95
	603	*U.p.*	135.1	4.09	−0.81
	613	*U.p.*	136.8	3.67	−0.85
	673	*U.p.*	146.8	3.92	−0.97
	683	*U.p.*	148.4	3.30	−0.45
	703	*U.p.*	151.7	3.81	−0.99
	763	*U.p.*	161.7	3.70	−0.83
	783	*U.p.*	165.1	3.50	−1.01
	803	*U.p.*	168.4	3.52	−1.10
	823	*U.p.*	171.7	3.59	−0.91
	843	*U.p.*	175.1	3.56	−0.99
	863	*U.p.*	177.8	3.78	−1.01
	883	*U.p.*	180.6	3.67	−1.14

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO49-8KL	903	*U.p.*	183.3	3.73	-0.81
	923	*U.p.*	185.5	3.66	-0.62
	943	*U.p.*	187.7	3.43	-0.96
	960	*U.p.*	189.6	3.13	-0.42
	2	*G.t.s.*	0.7	-2.31	2.18
	503	*G.t.s.*	98.9	-2.87	1.31
	523	*G.t.s.*	111.4	-2.69	1.45
	2	*G.ruber*	0.7	-2.69	1.07
	523	*G.ruber*	111.4	-2.76	0.90
	533	*G.ruber*	117.7	-2.75	0.84
	543	*G.ruber*	123.8	-2.27	1.07
	583	*G.ruber*	131.6	-1.95	1.13
	663	*G.ruber*	145.1	-0.85	1.15
	543	*G.r.*(p.)	123.8	-2.84	0.66
	563	*G.r.*(p.)	127.8	-2.43	0.92
	583	*G.r.*(p.)	131.6	-1.96	1.13
	623	*G.r.*(p.)	138.4	-1.89	1.06
	663	*G.r.*(p.)	145.1	-2.21	1.22
	683	*G.r.*(p.)	148.4	-2.04	1.14
	703	*G.r.*(p.)	151.7	-2.16	1.14
	743	*G.r.*(p.)	158.4	-2.16	1.24
SO50-37KL	1	*G.ruber*	0.1	-1.90	1.33
	11	*G.ruber*	1.2	-2.52	1.55
	21	*G.ruber*	2.3	-1.92	1.65
	31	*G.ruber*	3.3	-2.06	1.44
	41	*G.ruber*	4.3	-1.78	1.41
	51	*G.ruber*	5.2	-2.29	1.40
	61	*G.ruber*	6.2	-2.51	1.22
	71	*G.ruber*	7.2	-2.60	1.25
	81	*G.ruber*	8.2	-2.65	1.112
	91	*G.ruber*	9.1	-1.94	1.24
	101	*G.ruber*	10.1	-2.22	1.28
	111	*G.ruber*	11.1	-1.36	1.08

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-37KL	121	*G. ruber*	12.1	−1.71	1.28
	131	*G. ruber*	12.6	−0.82	1.14
	141	*G. ruber*	13.2	−0.98	1.18
	151	*G. ruber*	13.8	−1.36	0.92
	161	*G. ruber*	14.4	−1.00	1.29
	171	*G. ruber*	15.0	−1.18	1.13
	181	*G. ruber*	15.8	−1.27	1.25
	191	*G. ruber*	16.5	−1.18	1.27
	201	*G. ruber*	17.3	−1.02	1.20
	211	*G. ruber*	18.0	−0.87	1.25
	221	*G. ruber*	18.8	−0.90	1.32
	231	*G. ruber*	19.6	−0.97	1.36
	241	*G. ruber*	20.3	−0.88	1.33
	251	*G. ruber*	21.1	−1.28	1.22
	261	*G. ruber*	21.8	−0.95	1.31
	271	*G. ruber*	22.6	−0.96	1.24
	281	*G. ruber*	23.4	−0.92	1.28
	291	*G. ruber*	24.1	−1.05	1.33
	301	*G. ruber*	25.4	−1.38	1.39
	311	*G. ruber*	26.6	−1.33	1.51
	321	*G. ruber*	27.7	−1.35	1.43
	331	*G. ruber*	28.8	−1.18	1.31
	341	*G. ruber*	29.9	−1.42	1.57
	351	*G. ruber*	31.1	−1.30	1.68
	361	*G. ruber*	32.2	−1.40	1.57
	371	*G. ruber*	33.3	−1.45	1.99
	381	*G. ruber*	34.4	−1.53	1.48
	391	*G. ruber*	35.6	−1.44	1.58
	401	*G. ruber*	36.7	−1.03	1.57
	411	*G. ruber*	37.8	−1.57	1.32
	421	*G. ruber*	38.9	−1.33	1.34
	431	*G. ruber*	40.1	−1.30	1.54
	441	*G. ruber*	41.2	−1.49	1.52

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
	451	*G. ruber*	42.3	−1.35	1.32
	461	*G. ruber*	43.4	−1.17	1.57
	471	*G. ruber*	44.6	−1.36	1.31
	481	*G. ruber*	45.7	−1.53	1.45
	491	*G. ruber*	46.8	−1.40	1.05
	501	*G. ruber*	47.9	−1.71	1.21
	511	*G. ruber*	49.1	−1.83	1.19
	521	*G. ruber*	50.2	−1.96	1.24
	531	*G. ruber*	51.7	−1.42	1.37
	541	*G. ruber*	53.2	−1.50	1.18
	551	*G. ruber*	54.7	−1.84	1.11
	561	*G. ruber*	56.0	−1.82	1.22
	571	*G. ruber*	57.2	−1.59	1.01
	581	*G. ruber*	58.4	−1.58	1.02
	591	*G. ruber*	59.7	−1.27	0.89
	601	*G. ruber*	61.2	−1.29	1.15
SO50-37KL	611	*G. ruber*	62.6	−1.23	1.05
	621	*G. ruber*	64.1	−0.99	1.05
	631	*G. ruber*	65.3	−1.31	1.04
	641	*G. ruber*	66.5	−1.34	1.22
	651	*G. ruber*	67.6	−1.32	1.17
	661	*G. ruber*	68.8	−1.83	1.04
	671	*G. ruber*	70.2	−1.18	1.00
	681	*G. ruber*	71.9	−1.23	1.20
	691	*G. ruber*	73.9	−1.67	1.25
	701	*G. ruber*	76.1	−1.87	1.48
	711	*G. ruber*	78.2	−2.20	1.34
	721	*G. ruber*	80.2	−1.77	1.15
	731	*G. ruber*	82.2	−1.76	1.12
	741	*G. ruber*	84.1	−1.58	0.93
	751	*G. ruber*	86.1	−1.09	1.24
	761	*G. ruber*	88.0	−1.64	1.28
	771	*G. ruber*	90.0	−1.66	1.34

续表

岩芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-37KL	781	*G. ruber*	91.9	−1.76	1.13
	791	*G. ruber*	93.8	−1.51	1.31
	801	*G. ruber*	95.6	−1.38	1.35
	811	*G. ruber*	97.5	−1.79	1.21
	821	*G. ruber*	99.4	−1.62	1.16
	831	*G. ruber*	101.3	−2.03	1.30
	841	*G. ruber*	103.1	−1.31	1.34
	851	*G. ruber*	105.0	−1.56	1.35
	1	*C. w.*	0.1	2.93	0.27
	11	*C. w.*	1.2	2.95	0.30
	21	*C. w.*	2.3	2.80	0.30
	31	*C. w.*	3.3	3.07	0.27
	41	*C. w.*	4.3	3.08	0.18
	51	*C. w.*	5.2	2.87	0.14
	61	*C. w.*	6.2	3.14	0.08
	91	*C. w.*	9.1	2.93	0.06
	101	*C. w.*	10.1	3.79	−0.07
	121	*C. w.*	12.1	3.70	−0.17
	131	*C. w.*	12.6	4.02	−0.12
	141	*C. w.*	13.2	3.90	−0.29
	151	*C. w.*	13.8	4.16	−0.15
	161	*C. w.*	14.4	4.22	−0.30
	171	*C. w.*	15.0	4.39	−0.25
	181	*C. w.*	15.8	4.18	−0.20
	191	*C. w.*	16.5	4.11	−0.12
	201	*C. w.*	17.3	4.53	−0.19
	211	*C. w.*	18.0	4.21	−0.22
	221	*C. w.*	18.8	4.22	−0.27
	231	*C. w.*	19.6	4.34	−0.23
	241	*C. w.*	20.3	3.83	−0.35
	251	*C. w.*	21.1	4.14	−0.17
	261	*C. w.*	21.8	4.17	−0.21
	271	*C. w.*	22.6	4.14	−0.22

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-37KL	281	C.w.	23.4	4.06	-0.16
	291	C.w.	24.1	4.08	-0.19
	301	C.w.	25.4	4.13	-0.05
	311	C.w.	26.6	4.03	-0.23
	321	C.w.	27.7	3.85	-0.15
	331	C.w.	28.8	3.92	-0.21
	341	C.w.	29.9	4.07	-0.07
	351	C.w.	31.1	3.95	-0.10
	361	C.w.	32.2	4.07	0.05
	371	C.w.	33.3	4.12	-0.01
	381	C.w.	34.4	4.05	0.01
	391	C.w.	35.6	3.82	-0.01
	401	C.w.	36.7	3.85	-0.09
	411	C.w.	37.8	3.81	-0.01
	421	C.w.	38.9	3.84	-0.09
	431	C.w.	40.1	3.87	-0.08
	441	C.w.	41.2	3.80	-0.17
	451	C.w.	42.3	3.74	-0.07
	461	C.w.	43.4	3.66	-0.03
	471	C.w.	44.6	3.82	0.01
	481	C.w.	45.6	3.56	-0.10
	491	C.w.	46.8	3.72	-0.03
	501	C.w.	47.9	3.79	-0.06
	511	C.w.	49.1	3.73	-0.10
	521	C.w.	50.2	3.72	-0.08
	531	C.w.	51.7	3.65	-0.08
	541	C.w.	53.2	3.67	-0.19
	551	C.w.	54.7	3.70	-0.24
	561	C.w.	56.0	3.60	-0.22
	571	C.w.	57.2	3.70	-0.28
	581	C.w.	58.4	3.64	-0.41
	591	C.w.	59.7	3.81	-0.38
	611	C.w.	62.6	3.81	-0.20

续表

岩芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-37KL	621	*C.w.*	64.1	3.81	-0.26
	631	*C.w.*	65.3	3.77	-0.34
	641	*C.w.*	66.5	3.77	-0.33
	651	*C.w.*	67.7	3.66	-0.16
	661	*C.w.*	68.8	3.61	-0.13
	671	*C.w.*	70.2	3.52	-0.04
	681	*C.w.*	71.9	3.52	0.02
	691	*C.w.*	73.9	3.40	0.03
	701	*C.w.*	76.1	3.41	0.07
	711	*C.w.*	78.2	3.40	0.06
	721	*C.w.*	80.2	3.28	0.04
	731	*C.w.*	82.2	2.95	(-0.44)
	741	*C.w.*	84.1	3.56	0.49
	751	*C.w.*	86.1	3.29	-0.10
	761	*C.w.*	88.0	3.40	-0.14
	771	*C.w.*	90.0	3.52	-0.02
	781	*C.w.*	91.9	3.40	0.01
	791	*C.w.*	93.8	3.46	-0.20
	801	*C.w.*	95.6	3.35	-0.01
	811	*C.w.*	97.5	3.22	0.01
	821	*C.w.*	99.4	3.24	0.06
	831	*C.w.*	101.3	3.18	0.08
	841	*C.w.*	103.1	3.57	0.01
	851	*C.w.*	105.0	4.22	-0.19
SO50-29KL	1.1	*G.t.s.*	0.1	-1.11	2.09
	1.5	*G.t.s.*	0.2	-1.38	2.14
	11	*G.t.s.*	1.4	-1.93	2.03
	21	*G.t.s.*	2.8	-1.96	2.09
	31	*G.t.s.*	4.1	-1.87	2.07
	41	*G.t.s.*	5.4	-2.06	1.75
	51	*G.t.s.*	6.7	-2.40	1.99
	61	*G.t.s.*	8.0	-1.74	1.73
	71	*G.t.s.*	9.2	-1.28	1.33

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-29KL	81	*G.t.s.*	10.3	-0.91	1.80
	91	*G.t.s.*	11.5	-0.93	2.03
	101	*G.t.s.*	12.5	-0.33	1.88
	111	*G.t.s.*	13.3	-0.50	2.17
	121	*G.t.s.*	14.2	-0.40	1.65
	131	*G.t.s.*	15.0	-0.67	1.86
	141	*G.t.s.*	15.5	-0.81	1.69
	151	*G.t.s.*	16.0	-0.60	2.08
	161	*G.t.s.*	16.4	-0.28	1.80
	171	*G.t.s.*	16.9	-0.62	1.72
	181	*G.t.s.*	17.4	-0.43	1.72
	191	*G.t.s.*	17.9	-0.58	1.58
	201	*G.t.s.*	18.4	-0.12	1.61
	211	*G.t.s.*	18.8	-0.42	2.02
	221	*G.t.s.*	19.3	-0.50	1.78
	231	*G.t.s.*	19.8	-0.43	1.48
	241	*G.t.s.*	20.3	-0.45	1.91
	251	*G.t.s.*	20.8	-0.56	2.11
	261	*G.t.s.*	21.2	-0.64	1.92
	271	*G.t.s.*	21.7	-0.86	2.05
	281	*G.t.s.*	22.2	-0.51	2.02
	291	*G.t.s.*	22.7	-0.85	2.01
	301	*G.t.s.*	23.2	-0.52	1.65
	311	*G.t.s.*	23.6	-0.99	1.67
	321	*G.t.s.*	24.1	-0.75	1.77
	331	*G.t.s.*	25.4	-1.29	1.86
	341	*G.t.s.*	27.3	-1.05	1.77
	345.5	*G.t.s.*	28.1	-1.06	1.64
	351	*G.t.s.*	29.1	-1.17	1.85
	361	*G.t.s.*	31.0	-0.95	1.84
	371	*G.t.s.*	32.8	-1.11	1.51
	381	*G.t.s.*	34.6	-0.93	1.52
	391	*G.t.s.*	36.5	-1.19	1.68

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
	401	*G.t.s.*	38.3	-0.87	1.89
	411	*G.t.s.*	40.2	-0.90	1.33
	421	*G.t.s.*	42.0	-0.86	1.69
	431	*G.t.s.*	43.9	-1.02	1.66
	441	*G.t.s.*	45.2	-1.50	1.92
	461	*G.t.s.*	47.7	-0.91	1.68
	471	*G.t.s.*	49.0	-0.84	1.54
	481	*G.t.s.*	50.2	-1.13	1.55
	491	*G.t.s.*	51.3	-0.83	1.73
	501	*G.t.s.*	52.4	-1.24	1.98
	511	*G.t.s.*	53.5	-0.80	1.32
	521	*G.t.s.*	54.6	-0.94	1.39
	531	*G.t.s.*	55.7	-1.29	1.44
	541	*G.t.s.*	56.8	-1.19	1.26
	551	*G.t.s.*	57.9	-0.64	1.22
	561	*G.t.s.*	59.0	-0.82	1.43
SO50-29KL	571	*G.t.s.*	59.7	-0.46	1.06
	581	*G.t.s.*	60.3	-0.70	1.29
	591	*G.t.s.*	61.2	-1.10	1.29
	611	*G.t.s.*	62.6	-0.83	1.01
	621	*G.t.s.*	63.4	-0.79	1.37
	631	*G.t.s.*	64.1	-1.06	1.58
	651	*G.t.s.*	64.9	-1.27	1.64
	671	*G.t.s.*	67.3	-1.15	1.21
	681	*G.t.s.*	68.1	-0.91	1.57
	701	*G.t.s.*	69.6	-0.93	1.14
	731	*G.t.s.*	72.0	-1.04	1.42
	741	*G.t.s.*	72.8	-1.20	1.19
	751	*G.t.s.*	73.6	-0.93	1.85
	761	*G.t.s.*	74.5	-1.66	1.52
	771	*G.t.s.*	75.4	-1.47	1.75
	781	*G.t.s.*	76.4	-1.38	1.59
	791	*G.t.s.*	77.3	-1.38	1.66

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-29KL	801	*G.t.s.*	78.3	-1.25	1.47
	811	*G.t.s.*	79.3	-1.55	1.52
	821	*G.t.s.*	80.9	-1.24	1.50
	831	*G.t.s.*	82.6	-1.51	1.19
	841	*G.t.s.*	84.3	-1.04	1.43
	851	*G.t.s.*	85.9	-1.58	1.90
	881	*G.t.s.*	91.0	-1.50	1.67
	891	*G.t.s.*	92.4	-1.88	1.03
	901	*G.t.s.*	93.8	-1.01	1.30
	911	*G.t.s.*	95.2	-1.54	1.43
	921	*G.t.s.*	96.6	-1.00	1.22
	931	*G.t.s.*	98.0	-1.38	1.10
	941	*G.t.s.*	99.4	-1.69	1.47
	951	*G.t.s.*	100.8	-1.41	1.54
	961	*G.t.s.*	102.2	-1.79	1.51
	971	*G.t.s.*	103.6	-1.56	1.47
	981	*G.t.s.*	105.0	-1.19	1.28
	991	*G.t.s.*	106.4	-0.99	1.36
	992.5	*G.t.s.*	106.6	-0.91	1.59
	1.5	*C.w.*	0.2	2.79	0.36
	11	*C.w.*	1.4	2.86	0.29
	21	*C.w.*	2.8	2.75	0.31
	31	*C.w.*	4.1	2.98	0.32
	41	*C.w.*	5.4	2.81	0.20
	51	*C.w.*	6.7	2.82	0.13
	61	*C.w.*	8.0	2.87	-0.09
	71	*C.w.*	9.2	3.16	-0.02
	81	*C.w.*	10.3	3.58	0.06
	91	*C.w.*	11.5	3.68	-0.16
	101	*C.w.*	12.5	3.73	0.07
	111	*C.w.*	13.3	3.81	-0.13
	121	*C.w.*	14.2	3.64	-0.16
	131	*C.w.*	15.0	4.25	-0.22

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-29KL	141	C. w.	15.5	4.01	-0.22
	151	C. w.	16.0	4.07	-0.22
	161	C. w.	16.4	4.21	-0.17
	171	C. w.	16.9	3.82	(-0.94)
	181	C. w.	17.4	4.23	-0.16
	191	C. w.	17.9	4.26	-0.26
	201	C. w.	18.4	4.18	-0.22
	211	C. w.	18.8	4.12	-0.24
	221	C. w.	19.3	4.08	-0.21
	231	C. w.	19.8	4.17	-0.15
	241	C. w.	20.3	3.85	-0.27
	251	C. w.	20.8	4.34	-0.11
	261	C. w.	21.2	4.03	-0.11
	271	C. w.	21.7	3.98	-0.29
	281	C. w.	22.2	3.50	-0.32
	291	C. w.	22.7	3.97	-0.01
	301	C. w.	23.2	3.90	-0.14
	311	C. w.	23.6	4.02	-0.05
	321	C. w.	24.1	3.77	-0.08
	331	C. w.	25.4	3.52	-0.04
	341	C. w.	27.3	4.05	(-0.50)
	345.5	C. w.	28.1	3.62	-0.20
	351	C. w.	29.1	3.66	-0.25
	361	C. w.	21.0	3.89	-0.08
	371	C. w.	32.8	3.92	-0.02
	381	C. w.	34.7	3.90	-0.05
	391	C. w.	36.5	3.78	-0.04
	401	C. w.	38.3	3.82	-0.05
	421	C. w.	42.0	3.79	-0.04
	431	C. w.	43.9	3.60	-0.05
	441	C. w.	45.2	3.74	-0.09
	451	C. w.	46.4	3.76	-0.03
	461	C. w.	47.7	3.70	-0.01

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-29KL	471	*C.w.*	49.0	3.64	-0.11
	481	*C.w.*	50.2	3.42	(-0.68)
	491	*C.w.*	51.3	3.72	-0.02
	501	*C.w.*	52.4	3.56	-0.07
	521	*C.w.*	54.6	3.65	-0.13
	531	*C.w.*	55.7	3.76	-0.12
	541	*C.w.*	56.8	3.69	-0.13
	551	*C.w.*	57.9	3.69	-0.23
	561	*C.w.*	59.0	3.77	-0.30
	581	*C.w.*	59.7	3.97	-0.34
	591	*C.w.*	60.3	3.94	-0.35
	601	*C.w.*	61.9	3.92	-0.33
	631	*C.w.*	64.1	3.90	-0.35
	641	*C.w.*	64.9	3.69	-0.28
	651	*C.w.*	65.7	3.66	-0.22
	671	*C.w.*	67.3	3.77	-0.12
	681	*C.w.*	68.1	3.65	-0.03
	691	*C.w.*	68.8	3.61	-0.11
	701	*C.w.*	69.6	3.45	-0.14
	741	*C.w.*	72.8	3.57	0.19
	751	*C.w.*	73.6	3.48	-0.03
	761	*C.w.*	74.5	3.34	-0.30
	781	*C.w.*	76.4	3.46	0.08
	791	*C.w.*	77.3	3.29	-0.08
	801	*C.w.*	78.3	3.43	0.08
	811	*C.w.*	79.3	3.11	0.03
	821	*C.w.*	80.9	3.24	-0.22
	831	*C.w.*	82.6	3.15	-0.20
	841	*C.w.*	84.3	3.22	-0.02
	851	*C.w.*	85.9	3.21	-0.11
	861	*C.w.*	87.6	3.55	-0.07
	871	*C.w.*	89.3	3.47	-0.11
	881	*C.w.*	91.0	3.32	-0.06

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
SO50-29KL	901	*C.w.*	93.8	3.41	-0.17
	911	*C.w.*	95.2	3.15	-0.10
	921	*C.w.*	96.6	2.92	-0.25
	931	*C.w.*	98.0	3.32	0.07
	941	*C.w.*	99.4	3.29	0.00
	951	*C.w.*	100.8	3.05	0.07
	961	*C.w.*	102.2	3.26	0.04
	971	*C.w.*	103.6	3.23	-0.24
	981	*C.w.*	105.0	3.22	-0.18
	991	*C.w.*	106.4	3.31	0.07
	992.5	*C.w.*	106.6	3.70	-0.03
V35-05	0~4	*C.w.* 和 *C.k.*	0.2	2.68	-0.02
	4~6	*C.w.* 和 *C.k.*	0.6	2.32	0.02
	6~8	*C.w.* 和 *C.k.*	0.8	2.27	-0.02
	10~15	*C.w.* 和 *C.k.*	1.4	2.46	0.11
	10~15	*C.w.* 和 *C.k.*	1.4	2.41	0.02
	10~15	*C.w.* 和 *C.k.*	1.4	2.34	0.01
	20~25	*C.w.* 和 *C.k.*	2.6	2.18	0.00
	20~25	*C.w.* 和 *C.k.*	2.6	2.25	0.06
	35~40	*C.w.* 和 *C.k.*	4.3	2.35	0.14
	45~50	*C.w.* 和 *C.k.*	5.5	2.35	0.10
	55~60	*C.w.* 和 *C.k.*	6.6	2.29	0.00
	59~70	*C.w.* 和 *C.k.*	7.4	2.43	0.01
	70~75	*C.w.* 和 *C.k.*	7.9	2.46	-0.15
	85~90	*C.w.* 和 *C.k.*	8.7	2.60	-0.10
	90~95	*C.w.* 和 *C.k.*	9.1	2.71	0.01
	90~100	*C.w.* 和 *C.k.*	9.2	2.48	-0.13
	95~100	*C.w.* 和 *C.k.*	9.4	2.42	-0.25
	105~110	*C.w.* 和 *C.k.*	9.9	2.85	-0.18
	110~115	*C.w.* 和 *C.k.*	10.2	2.75	-0.20
	115~120	*C.w.* 和 *C.k.*	10.5	2.60	-0.37
	120~126	*C.w.* 和 *C.k.*	10.7	2.89	0.00
	120~130	*C.w.* 和 *C.k.*	11.0	2.90	-0.24

续表

岩　芯	岩芯深度(cm)	有孔虫种	年　代(ka)	$\delta^{18}O$(‰)	$\delta^{13}C$(‰)
V35-05	130～135	*C.w.* 和 *C.k.*	11.4	2.87	-0.35
	135～140	*C.w.* 和 *C.k.*	11.7	3.29	-0.22
	140～145	*C.w.* 和 *C.k.*	12.0	3.05	-0.19
	150～160	*C.w.* 和 *C.k.*	12.7	3.25	-0.14
	165～170	*C.w.* 和 *C.k.*	13.4	2.92	-0.13
	165～170	*C.w.* 和 *C.k.*	13.4	3.22	-0.24
	175～180	*C.w.* 和 *C.k.*	14.0	3.49	-0.25
	240～255	*C.w.* 和 *C.k.*	19.3	3.87	-0.33
	240～255	*C.w.* 和 *C.k.*	19.3	3.92	-0.39
	270～285	*C.w.* 和 *C.k.*	20.8	3.90	-0.31
	270～285	*C.w.* 和 *C.k.*	20.8	3.76	-0.31
	295～300	*C.w.* 和 *C.k.*	21.9	3.77	-0.35
	300～318	*C.w.* 和 *C.k.*	22.5	3.81	-0.46
	355～360	*C.w.* 和 *C.k.*	24.7	3.70	-0.38

表中有孔虫种 *G.ruber* 和 *G.r.*(p.)，分别代表 *Globigerinoides ruber* 和红色壳的 *Globigerinoides ruber* (pink)，*G.s.* 和 *G.t.s* 代表有袋的 *Globigerinoides sacculifer* 和无袋的 *Globigerinoides trilobus sacculifer*，*U.p.* 和 *C.w.* 分别代表底栖有孔虫 *Uvigerina peregrina* 和 *Cibicidoides wuellerstorfi*，*C.k.* 代表 *C.kullenbergi*。

表 2-7　SO49-5SL 岩芯氧同位素 期、沉积速率和沉积通量

Table 2-7　Oxygen isotope stratigraphic stages, sedimentation rates and fluxes from core SO49-5SL

岩芯深度(cm)			期	年　代(ka)	各期延续时代(ka)	各期之间岩芯长度(cm)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^2)	沉积通量[$g/(m^2\cdot ka)$]
中间点深度(cm)	下部(cm)	上部(cm)							
71	75	68	2.0	12.05	12.05	71	5.89	0.74	43.60
212	220	203	3.0	24.11	12.06	141	11.69	0.80	93.53
360	380	340	4.0	58.96	34.85	148	4.25	0.90	38.22

SO49-8KL 岩芯挑选的有孔虫的粒级为 250～500μm，挑选的浮游有孔虫种为 *G.sacculifer*(with sac-like chamber)、*G.trilobus sacculifer*(without sac-like chamber)、*G.ruber* 和 *G.ruber* (pink)；底栖有孔虫为 *U.peregrina* 和 *Cibicidoides* spp.。其氧、碳稳定同位素组成和由氧、碳同位素期确定的年代列于表 2-6，氧同位素期和亚期的划分见表 2-8 和图 2-4，底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 事件采用冰消作用开始(1a)的时代为 15ka(Shackleton et al.，1985)，碳同位素地层记录了比较清楚的C6.0事件，沉积速率和沉积通量(表2-8)

表 2-8 SO49-8KL 岩芯的 $\delta^{18}O$ 期、沉积速率和沉积通量

Table 2-8 $\delta^{18}O$ stages and sedimentation rates and fluxes from core SO49-8KL

岩芯深度(cm)			期及亚期	期及亚期年代(ka)	期及亚期间延续年代(ka)	期及亚期间岩芯长度(cm)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm³)	期及亚期间沉积通量[g/(m²·a)]	平均沉积速率(cm/ka)	平均干密度(g/cm³)	沉积通量[g/(m²·a)]
中间点或开始点	下部	上部										
32	42	22	2.0 *	12.05	4.05	10	2.66	0.65	17.29	2.66	0.65	17.29
62			1a	15.00	2.95	30	10.20	0.81	82.62	9.20	0.82	75.44
143	173	113	3.0	24.11	9.11	81	8.89	0.83	73.79			
403	423	383	4.0	58.96	34.85	260	7.46	0.75	55.95	7.46	0.75	55.95
423			4.22	64.09	5.13	20	3.90	0.76	29.64	4.01	0.81	32.48
463	473	453	5.0	73.91	9.82	40	4.07	0.83	33.78			
543			5.5	123.82	49.91	80	1.6	0.80	12.80	1.97	0.84	16.55
573	593	553	6.0	129.84	6.02	30	4.98	0.88	43.82			
603			6.2	135.10	5.26	30	5.70	0.88	50.16	6.48	0.86	55.73
843			6.5	175.05	39.95	240	6.01	0.86	51.69			
903	923	883	6.6	183.30	8.25	60	7.27	0.89	62.55			
960			7.0	189.61	6.31	57	9.03	0.89	77.69			

* 表示按浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 所确定的期及亚期，其他均为按底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 所确定的期及亚期。

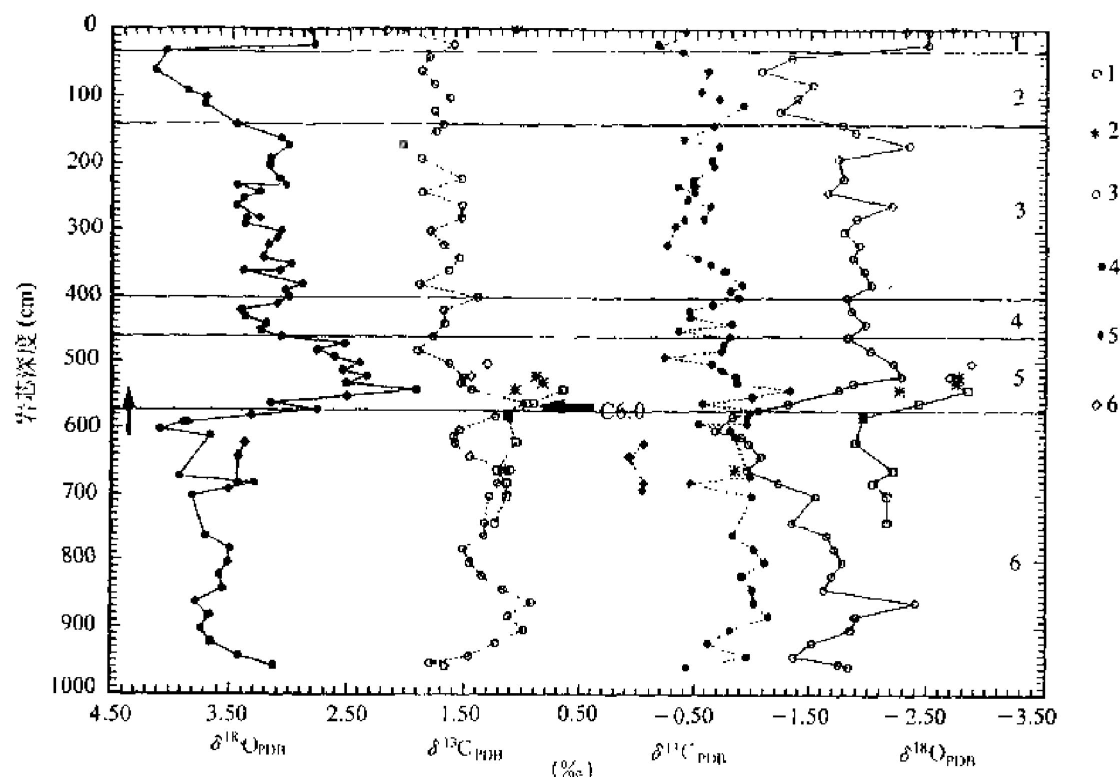


图 2-4 SO49-8KL 岩芯的氧、碳稳定同位素记录

图中数字代表氧同位素期；C 后数字代表碳同位素事件；实线和虚线分别代表氧、碳同位素曲线；竖箭头代表 *G. ruber* (pink) 最后一次出现的层面；图例中 1 代表 *G. ruber* (pink)，2 代表 *G. ruber*，3 代表有袋的 *G. sacculifer*，4 代表 *U. peregrina*，5 代表 *Cibicidoides* spp.，6 代表无袋的 *G. t. sacculifer*

Fig. 2-4 Stable oxygen and carbon isotope records of core SO49-8KL

Numbers indicate oxygen isotope stages. Number behind C refers to carbon isotopic event. Thick and dashed lines represent curves of oxygen and carbon isotopes. Vertical arrow refers to the LAD of *G. ruber* (pink). Legends: 1—*G. ruber* (pink), 2—*G. ruber*, 3—*G. sacculifer*, 4—*U. peregrina*, 5—*Cibicidoides* spp., 6—*G. t. sacculifer*

显示了冰期要明显大于间冰期的特点，与著者(1994a)的研究结果一致，并且也显示在由高海面向低海面过渡时的7.0期至6.6亚期和5.0期至4.22亚期具有比相邻由冰期(低海面)向间冰期(高海面)过渡时要明显高的沉积速率和沉积通量。

SO49-8KL岩芯带有粉红色素的 *G. ruber* (pink)最后一次出现的基面为540cm，位于氧同位素的5.5期(图2-4竖箭头所示)。

SO49-12KL岩芯的氧、碳同位素分析采用的浮游有孔虫种为 *G. ruber*，粒级为大于0.25mm。该岩芯存在着有孔虫砂和粉砂分选层和由于底流侵蚀作用造成的沉积间断。建立该岩芯的氧同位素地层学框架的主要目的是为了研究沉积作用与古海洋环境变迁的关系。该岩芯的氧、碳同位素测试结果和各层的年代列于表2-9，氧同位素期的划分和各期的沉积速率如图2-5和表2-10所示。该岩芯共可划分出11个氧同位素期，跨越的地质时代约为440ka。因为沉积速率很低，所以碳同位素事件不清晰。下面按地层序列和冰期与间冰期条件进行探讨。

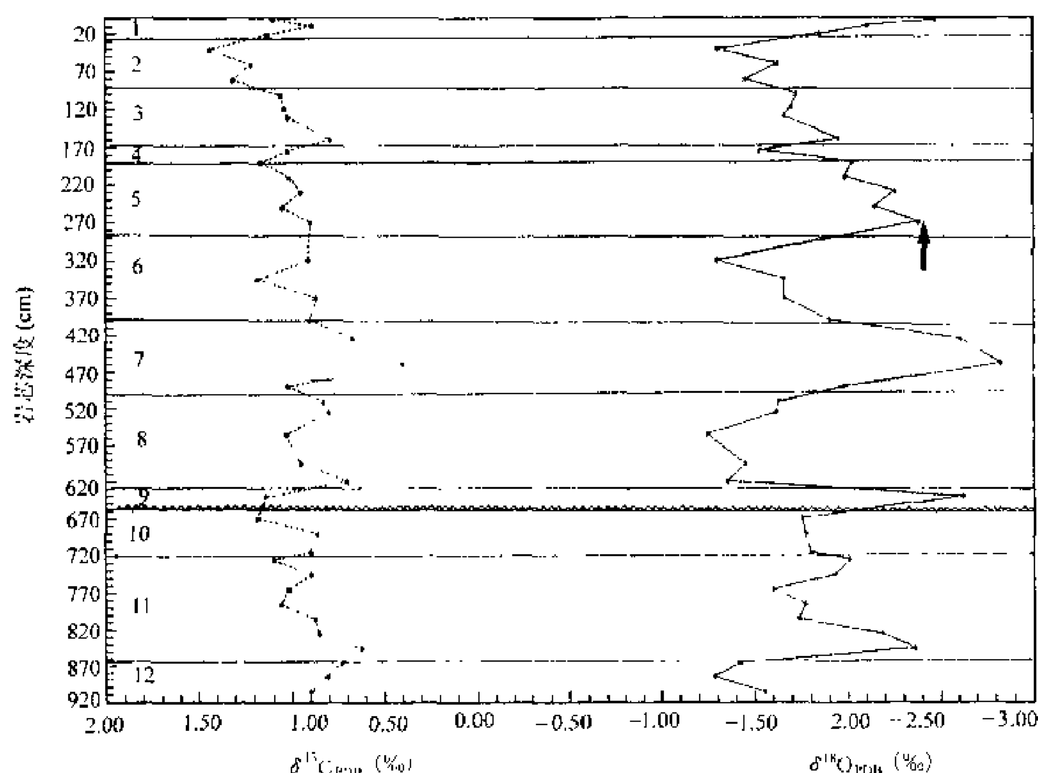


图2-5 SO49-12KL岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧、碳稳定同位素记录

图中数字代表氧同位素期；波纹线代表侵蚀沉积间断；竖箭头表示 *G. ruber* (pink)最后一次出现的基面

Fig.2-5 Stable oxygen and carbon isotope records of planktonic foraminifera *G. ruber* from core SO49-12KL

Numbers indicate oxygen isotope stages. Ripple mark indicates erotion hiatus. Vertical arrow refers to the LAD of *G. ruber* (pink)

氧同位素第1期，0～26cm段，全部为正常的深海沉积物。

氧同位素第2期，26～91cm段，在40～70cm段存在着有孔虫砂和粉砂分选层，与SO49-8KL岩芯氧同位素第2期(42～120cm段)的有孔虫砂和粉砂分选层属同期的产物。

表 2-9 SO49-12KL 岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧、碳稳定同位素组成及年代

Table 2-9 Stable oxygen and carbon isotope composition of planktonic foraminifera *G. ruber* and their ages from core SO49-12KL

岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	年 代 (ka)	岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	年 代 (ka)
1	−2.47	1.10	2.2	460	−2.83	0.40	228.1
10	−2.11	0.89	4.6	490	−1.98	1.02	238.0
21	−1.85	1.13	9.7	510	−1.63	0.83	248.7
41	−1.30	1.44	14.8	525	−1.62	0.80	255.4
61	−1.63	1.21	18.5	555	−1.24	1.03	268.8
81	−1.45	1.31	22.3	595	−1.45	0.95	286.8
101	−1.73	1.06	28.6	619	−1.35	0.70	297.5
119	−1.70	1.04	36.8	640	−2.62	1.14	315.0
130	−1.66	1.02	41.8	670	−1.75	1.18	343.4
160	−1.95	0.79	55.3	690	−1.77	0.86	350.9
175	−1.53	1.02	63.7	715	−1.80	0.90	360.1
190	−2.03	1.16	73.9	725	−2.01	1.10	364.1
210	−1.99	1.01	85.7	745	−1.93	0.90	372.5
230	−2.26	0.95	97.4	765	−1.60	1.02	380.9
250	−2.15	1.05	109.2	785	−1.77	1.06	389.3
270	−2.38	0.90	121.0	805	−1.73	0.88	397.7
320	−1.30	0.91	134.3	825	−2.19	0.85	406.1
345	−1.66	1.18	152.0	845	−2.36	0.62	414.5
370	−1.66	0.87	169.8	865	−1.42	0.73	423.0
400	−1.90	0.91	190.9	885	−1.28	0.81	431.4 *
425	−2.61	0.67	206.4	905	−1.55	0.90	439.8 *

* 表示 865cm 以深的两个年代数据按相邻 $\delta^{18}O$ 第 11 期的沉积速率外推求得。

氧同位素第 3 期，91～168cm 段，在 138～144cm 段存在一有孔虫砂和粉砂分选层。

氧同位素第 4 期，168～190cm 段，整段为正常的深海沉积。

氧同位素第 5 期，190～285cm 段，在 215～220cm 段存在一有孔虫砂和粉砂分选层，该期的底界 285cm 处为有孔虫砂和粉砂分选层(285～314cm)的上界。

氧同位素第 6 期，285～398cm 段，在 285～314cm 处存在一有孔虫砂和粉砂分选层。

氧同位素第 7 期，398～500cm 段，该期 466～480cm 处为一有孔虫砂和粉砂分选层。

氧同位素第 8 期，500～631cm 段，561～593cm 为一有孔虫砂和粉砂分选层。

氧同位素第 9 期，631～658cm 段，在该期的底界 658cm 处存在一明显的因底流侵蚀作用而造成的沉积间断面，在对该岩芯剖开进行沉积岩芯描述时，发现了该沉积间断的存在，其特点是，在 658cm 处存在着波状起伏，在波状起伏面的上层(656～658cm 段)存在

着较细的粉砂质有孔虫层,向上变为以粘土质为主,反映了底流作用由强转弱的渐变过程。该沉积间断面的存在得到了氧同位素地层的佐证,即该期由于存在沉积间断,造成了该期的沉积速率很低,为0.75cm/ka。

氧同位素第10期,658~720cm段,仅在663~665cm段存在一粉砂质有孔虫分选层,其他均为正常的深海沉积。

氧同位素第11期,720~865cm段,整段由正常的深海沉积组成。

综上所述,所获得的基本结论是,下陆坡区在由冰期向间冰期过渡时,即由低海面向高海面变化时,存在着明显的沉积间断(10、9期界限处),表明当时的底层流作用加强,也说明沉积作用过程与古海洋演化密切相关。沉积速率变化(表2-10)的特点是,间冰期时低(沉积速率约为0.75~2.38cm/ka),冰期时较高(沉积速率约为1.5~5.39cm/ka)。

该岩芯中带有粉红色素的 *G. ruber*(pink)最后一次出现的基面(LAD)为270cm,位于氧同位素的5.5期(图2-5箭头所示)。

表2-10 SO49-12KL岩芯的氧同位素期和沉积速率

Table 2-10 Oxygen isotope stages and sedimentation rates from core SO49-12KL

氧同位素期	中间点深度(cm)	上 限(cm)	下 限(cm)	年 代(ka)	有孔虫砂和粉砂分选层(cm)	沉积速率(cm/ka)
2.0	26	10	41	12.05		2.16
3.0	91	81	101	24.11	40~70	5.39
4.0	168	160	175	58.96	138~144	2.21
5.0	190			73.91		1.47
6.0	285	270	320	129.84	285~314	1.70
7.0	398	370	425	189.61	285~314	1.89
8.0	500	490	510	244.18	466~480	1.87
9.0	631	619	640	303	656~658	2.23
10.0	658(侵蚀间断面)	640	670	339		0.75
11.0	720	725	715	362		2.70
12.0	865	845	885	423		2.38

SO49-14KL岩芯用于有孔虫挑选的粒级为大于0.25mm,氧、碳稳定同位素分析采用的浮游有孔虫种为 *G. ruber*。该岩芯位于南海北部的坡前盆地,存在着许多浊流沉积层和两层滑坡层,所以在取样时除32.5cm和1222.5cm处外,都避开了这些异常沉积层。由于该岩芯(水深3634m)已位于南海的碳酸钙始溶面(CLD=2900m)和临界补偿深度(CCrD=3500m)以下,强的溶解作用使得氧同位素组成变重,碳同位素组成也受到了一定影响(变轻),所以该岩芯的氧、碳稳定同位素值(表2-11)受到了溶解作用的明显影响,但是基本上能划分出氧同位素的1~5期(表2-12,图2-6)。该岩芯氧同位素期的划分是

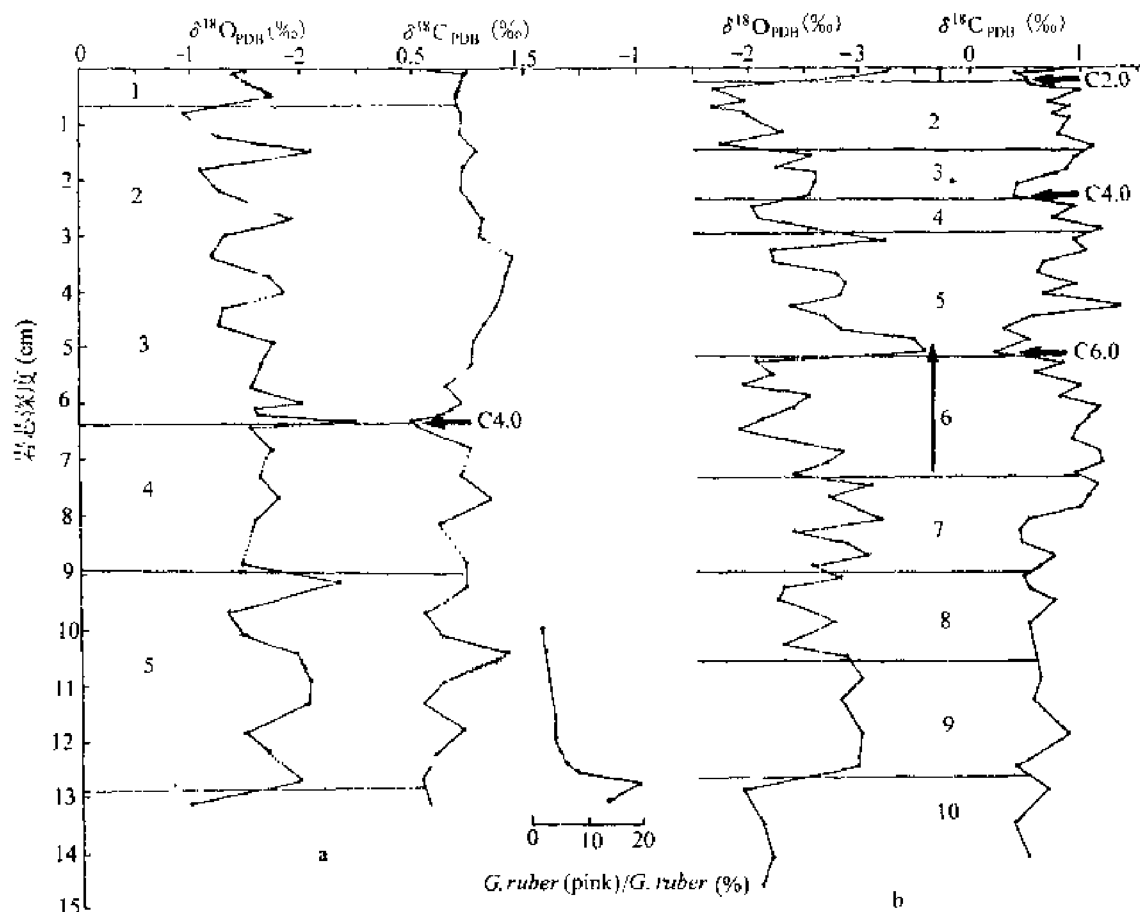


图 2-6 SO49-14KL 和 SO23-91KL 岩芯浮游有孔虫 *G.ruber* 的氧、碳稳定同位素记录

图中数字代表氧同位素期；C后数字代表碳同位素事件；波状线代表滑坡层；点线表示浊积层；竖箭头表示 *G.ruber* (pink)最后一次出现的基面

Fig.2-6 Stable oxygen and carbon isotope records of planktonic foraminifera *G.ruber* from core SO49-14KL and SO23-91KL

Numbers denote oxygen isotope stages. Numbers behind C denote carbon isotope events. Undulate curves denote slides. Stippled lines denote terbidites. Vertical arrow denotes the LAD of *G.ruber*(pink)

经过碳酸钙地层(见碳酸钙地层)的仔细对比后确定的，碳酸钙地层的检验与氧同位素地层期的划分一致。该岩芯中粉红色壳的 *G.ruber* (pink) 在 620cm 处有零星的个体出现，随后在 840~845cm 又开始出现(但是该层为浊积层)，其粉红色壳的 *G.ruber* (pink)/*G.ruber* 的百分含量为 4%。其以下岩芯深度的 *G.ruber* (pink) *G.ruber* 的百分含量分别是 1000~1005cm, 2.3%；1040~1045cm, 2.5%；1160~1165cm, 4.5%；1220~1225cm, 4.5%；1240~1245cm, 5.9%；1260~1265cm, 8.0%；1280~1285cm, 19.2%；1310~1315cm, 13.1%。可见出现粉红色壳 *G.ruber* (pink) 明显的较高含量层位为氧同位素的第 5 期，而 620cm 处的零星出现可能为再沉积的产物。因为深海盆地区存在着浊流和滑坡沉积，上述沉积作用很容易引起 *G.ruber* (pink) 的再沉积，所以在深海盆地的岩芯中应用 *G.ruber* (pink) 的 LAD 确定地层时要慎重，否则会误导地层的划分。就是说需按明显出现较高 *G.ruber* (pink) 的基面来判别。

表 2-11　SO49-14KL 岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧、碳稳定同位素组成及年代

Table 2-11　Stable oxygen and carbon isotope composition of planktonic foraminifera *G. ruber* and their ages from core SO49-14KL

岩芯深度(cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	岩芯深度(cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)
2.5	-1.48	0.57	612.5	-1.55	0.82
12.5	-1.36	0.96	622.5	-1.57	0.72
32.5	-1.17	0.99	632.5	-2.47	0.49
52.5(滑坡层)	-1.68	0.87	642.5	-1.50	0.52
82.5	-0.92	0.92	682.5	-1.68	1.00
122.5	-1.23	0.90	732.5	-1.58	0.91
152.5	-2.07	1.06	772.5	-1.77	1.17
182.5	-1.07	0.94	812.5	-1.55	0.74
222.5	-1.23	0.81	882.5	-1.43	0.96
272.5	-1.89	1.12	922.5	-2.31	0.95
302.5	-1.29	1.08	972.5	-1.31	0.58
342.5	-1.16	1.37	1012.5	-1.44	0.74
372.5	-1.69	1.31	1042.5	-1.91	1.31
402.5	-1.82	1.28	1092.5	-2.05	0.75
432.5	-1.27	1.23	1132.5	-2.03	0.56
462.5	1.24	1.13	1182.5	-1.43	0.90
492.5	-1.73	1.01	1222.5(滑坡层)	-1.65	0.69
532.5	-1.60	1.00	1272.5	-1.94	0.55
572.5	-1.53	0.78	1312.5	-0.96	0.61
602.5	-2.00	0.92			

该岩芯的浮游有孔虫 *G. ruber* 的碳同位素记录了比较明显的 C4.0 事件(图 2-6a)。研究该岩芯的另外一个目的是判别浊流沉积和滑坡层在冰期和间冰期时的差别，该岩芯记录的两次明显的滑坡段都发生在间冰期(表 2-12)，而浊流沉积在冰期和间冰期时都有记录(表 2-12)。包括浊积段和滑坡段及去除浊积段和滑坡段的沉积速率和沉积通量都是冰期时要高于间冰期。

表 2-12　SO49-14KL 岩芯的氧同位素期、沉积速率和沉积通量

Table 2-12　Oxygen isotope stages and sedimentation rates and fluxes from core SO49-14KL

氧同位素期	中间点深度(cm)	上　限(cm)	下　限(cm)	年　代(ka)	浊积段(cm)(浊积段厚度,cm)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm³)	沉积通量[g/(m²·a)]
2.0	68	52.5	82.5	12.05	20~40 (s=20)	5.64^{+S} 3.98^{-S}	0.50	28.20^{+S} 19.90^{-S}
3.0~4.0	638	632.5	642.5	58.96	96~114 247~258 310~328 410~420 541~551 (67)	12.15^{+T} 10.72^{-T}	0.52	63.18^{+T} 55.74^{-T}
5.0	890	882.5	922.5	73.91	690~710 820~875 (75)	16.86^{+T} 11.84^{-T}	0.64	107.90^{+T} 75.78^{-T}
6.0	1293	1272.5	1312.5	129.84	944~955 1047~1057 s, 1057~1080 1220~1242 (43,s=23)	7.21^{+T} 6.03^{-T}	0.64	46.14^{+T} 38.59^{-T}

表中 +S、+T 和 -S、-T 分别表示包括滑坡段和浊积段及去除滑坡段和浊积段的沉积速率和沉积通量,s 代表滑坡段。

SO50-37KL 岩芯用于有孔虫挑选的粒级为 0.31~0.41mm,用于氧、碳稳定同位素分析的浮游有孔虫为 *G. ruber*,底栖有孔虫为 *C. wuellerstorfi*,氧、碳稳定同位素组成和由氧同位素期计算的各段的年代列于表 2-6。表 2-13 为该岩芯浮游和底栖有孔虫氧同位素事件的划分,氧同位素事件也同时标绘于图 2-7。因该岩芯氧同位素事件分辨率较高且比较清晰,该岩芯共记录了 3 个清晰的碳同位素事件(图 2-7),分别是,C3.11 事件,位于 371cm 处,对应着 $\delta^{18}O$ 3.11 事件的即将结束,时代恰好为 33ka;C4.0 事件和 $\delta^{18}O$ 的 4.0 事件有着好的匹配,C5.1 事件也很清晰。同样,也具冰期时的沉积速率和沉积通量要明显大于间冰期的特点。因为浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录部分地反映了温度成分,而底栖有孔虫则更主要地记录了海水的 $\delta^{18}O$ 组成,通过图 2-7 可以清楚地看出,尽管在冰期时,但底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 的 Ia 事件所对应的浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 则为相对温暖的峰值(轻值),说明气候相对转暖,导致了冰消作用的开始。

SO50-29KL 岩芯用于有孔虫挑选的粒级为 0.31~0.41mm,用于氧、碳稳定同位素分析的浮游和底栖有孔虫种的氧、碳稳定同位素组成及其相应的年代列于表 2-6,表 2-6 的年代系由氧同位素期和亚期事件的年代(表 2-13)求得,不含氧同位素事件的层位由其沉积速率内插求得,氧同位素期及亚期的划分见表 2-13 和图 2-8。该岩芯浮游有孔虫受到了明显溶解作用的影响,使得 $\delta^{18}O$ 值变重,$\delta^{13}C$ 值相对变轻,但记录了比较清晰的碳同位素 C2.0 事件(图 2-8)。该岩芯表现出冰期较间冰期的沉积速率要大的特点。

表 2-13　SO50-37KL 和 SO50-29KL 岩芯的氧同位素期及亚期及沉积速率

Table 2-13　Oxygen isotope stages and substages and their sedimentation rates from cores SO50-37KL and SO50-29KL

岩　芯	岩芯深度(cm)			期及亚期	年代(ka)	期及亚期间延续时代(ka)	期及亚期间岩芯长度(cm)	沉积速率(cm/ka)	各氧同位素期平均沉积速率(cm/ka)
	中点或开始点	下部	上部						
SO50-37KL	21	31	11	1.1*	2.32	2.32	21	9.05	10.04
	121	171	91	2.0*	12.05	4.05	30	10.28	
	171			Ia*	15.00	2.95	50	16.95	14.10
	291	301	281	3.0	24.11	9.11	120	13.17	
	301			3.1	25.42	1.31	10	7.63	8.46
	521			3.3	50.21	24.79	220	8.88	
	556	561	551	3.31	55.45	5.24	35	6.68	
	586	591	581	4.0	58.96	3.51	30	8.55	
	621			4.22	64.09	5.13	35	6.82	7.02
	661			4.23	68.83	4.74	40	8.44	
	676	681	671	4.24	70.82	1.99	15	7.54	
	691	711	671	5.0	73.91	3.09	15	4.85	
	716	731	701	5.1	79.25	5.34	25	4.68	5.10
	776	791	761	5.2*	90.95	11.7	60	5.13	
	821	831	811	5.3*	99.38	8.43	45	5.34	
SO50-29KL	76	101	51	2.0	12.05	4.05	35	6.31	6.31
	131			Ia	15.00	2.95	35	18.64	20.32
	321	331	311	3.0	24.11	9.11	190	20.86	
	331			3.1	25.42	1.31	10	7.63	6.89
	431	441	421	3.13	43.88	18.46	100	5.42	
	481			3.3	50.21	6.33	50	7.90	
	561	581	551	4.0	58.96	8.75	80	9.14	
	631			4.22	64.09	5.13	70	13.65	12.98
	755	761	741	5.0	73.91	9.82	124	12.63	
	811			5.1	79.25	5.34	56	10.49	7.30
	881	901	861	5.2	90.95	11.7	70	5.98	
	941	971	911	5.3	99.38	8.43	60	7.12	

表中 SO50-37KL 岩芯中的*表示按底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 确定的期及亚期，其他为按浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 确定的期及亚期；SO50-29KL 岩芯为全部按底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 确定的期及亚期。Ia 表示末次冰消作用开始。

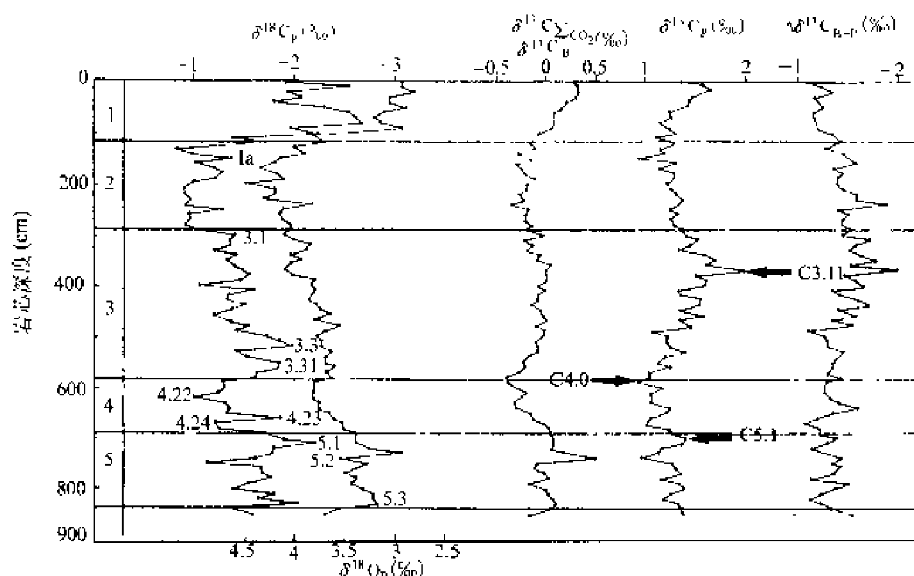


图 2-7 SO50-37KL 岩芯浮游和底栖有孔虫 *G. ruber*、*C. wuellerstorfi* 的氧、碳稳定同位素记录

图中数字和符号代表氧同位素期、亚期；C 后数字代表碳同位素事件；$\delta^{18}O_B$、$\delta^{13}C_B$、$\delta^{18}O_P$ 和 $\delta^{13}C_P$ 分别表示底栖和浮游有孔虫的氧、碳同位素值

Fig. 2-7 Stable oxygen and carbon isotope records of planktonic and benthic foraminifera *G. ruber* and *C. wuellerstorfi* from core SO50-37KL

Numbers refer to oxygen isotope stages and substages. Numbers behind C refer to carbon isotope events. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of benthic and planktonic foraminifera are denoted by $\delta^{18}O_B$, $\delta^{13}C_B$, $\delta^{18}O_P$ and $\delta^{13}C_P$ respectively

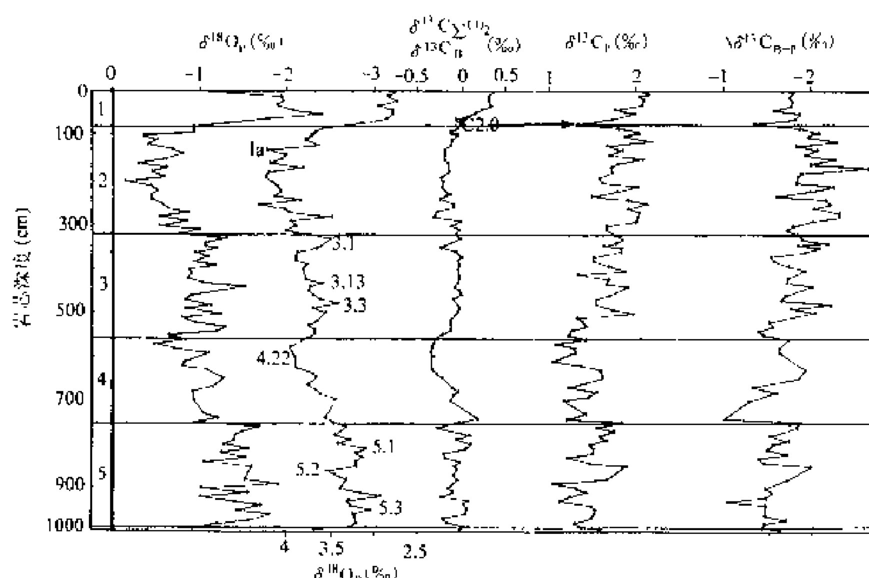


图 2-8 SO50-29KL 岩芯浮游有孔虫 *G. sacculifer* 和底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的氧、碳稳定同位素记录

图中数字和符号代表氧同位素期、亚期；C 后数字代表碳同位素事件；$\delta^{18}O_B$、$\delta^{13}C_B$、$\delta^{18}O_P$ 和 $\delta^{13}C_P$ 分别表示底栖和浮游有孔虫的氧、碳稳定同位素值

Fig. 2-8 Stable oxygen and carbon isotope records of planktonic *G. ruber* and benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* from core SO50-29KL

Numbers refer to oxygen isotope stages and substages. Numbers behind C refer to carbon isotope events. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of benthic and planktonic foraminifera are denoted by $\delta^{18}O_B$, $\delta^{13}C_B$, $\delta^{18}O_P$ and $\delta^{13}C_P$ respectively

表 2-14 SO23-91KL 岩芯浮游有孔虫 *G. ruber* 的氧、碳稳定同位素组成及年代

Table 2-14 Stable oxygen and carbon isotope composition of planktonic foraminifera *G. ruber* and their ages from core SO23-91KL

岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	年代 (ka)	岩芯深度 (cm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	年代 (ka)
1	-3.27	0.94	0.4	570	-1.93	0.97	143.4
10	-3.23	0.38	4.0	590	-2.52	0.78	148.9
20	-2.95	0.50	8.0	610	-2.38	1.12	154.3
30	-2.12	0.50	12.1	630	-2.12	1.03	159.7
40	-1.67	0.97	13.1	650	-1.90	0.93	165.2
62	-1.96	0.68	15.3	670	-2.39	0.89	170.6
70	-1.66	0.89	16.1	690	-2.82	1.11	176.0
80	-1.96	0.74	17.1	710	-2.69	1.14	181.5
90	-1.97	0.89	18.1	730	-2.37	0.91	186.9
120	-2.29	0.79	21.1	750	-3.09	1.10	193.0
140	-1.74	1.08	23.1	770	-2.70	1.04	199.8
160	-2.52	0.92	28.0	790	-2.93	0.97	206.7
180	-2.24	0.85	35.7	810	-3.17	0.48	213.5
190	-2.58	0.75	39.6	830	-2.39	0.40	220.3
210	-2.58	0.40	47.4	850	-2.87	0.42	227.2
230	-2.54	0.37	55.1	870	-3.04	0.72	234.0
250	-2.02	0.93	61.5	890	-2.55	0.58	240.8
270	-2.09	0.72	66.4	910	-2.80	0.44	247.9
290	-2.55	1.15	71.4	930	-2.28	0.50	255.2
310	-3.21	0.92	76.5	950	-2.23	0.72	262.6
330	-2.19	1.01	81.5	990	-2.74	0.49	277.3
350	-2.71	0.64	86.6	1030	-2.27	—	292.0
370	-2.76	0.59	91.7	1050	-2.85	—	299.3
390	-2.85	0.93	96.8	1090	-2.98	0.59	308.2
410	-2.82	0.64	101.9	1130	-2.79	0.51	315.0
430	-2.36	1.36	107.0	1190	-2.98	0.81	325.3
450	-2.67	0.54	112.1	1250	-2.94	0.35	335.6
470	-2.82	0.26	117.2	1290	-1.92	0.64	341.4
490	-3.47	0.50	122.3	1350	-2.09	0.34	348.6
510	-3.57	0.19	127.4	1410	-2.18	0.45	355.9
530	-2.05	0.82	132.6	1460	-2.06	—	362.0
550	-2.20	0.55	138.0				

SO23-91KL 岩芯位于南海南部，用于浮游有孔虫挑选的为大于 0.16mm 粒级、挑选的浮游有孔虫 *G. ruber*，其氧、碳同位素组成和各层位的相应年代列于表 2-14，该岩芯共穿越了氧同位素的 1～10 期(图 2-6b，表 2-15)，并且记录了 3 个明显的碳同位素事件，分别是 C2.0，C4.0 和 C6.0(图 2-6b)。沉积速率的特点是，冰期时的沉积速率要明显大于间冰期。

表 2-15 SO23-91KL 岩芯的氧同位素期及沉积速率

Table 2-15 Oxygen isotope stages and their sedimentation rates from core SO23-91KL

氧同位素期	中间点深度 (cm)	上 限 (cm)	下 限 (cm)	年 代 (ka)	沉积速率 (cm/ka)
2.0	30	20	40	12.05	2.49
3.0	150	140	160	24.11	9.95
4.0	240	230	250	58.96	2.58
5.0	300	290	310	73.91	4.01
6.0	520	510	530	129.84	3.93
7.0	740	730	750	189.61	3.68
8.0	900	870	930	244.18	2.93
9.0	1060	1030	1090	303	2.72
10.0	1270	1250	1290	339	5.83
11.0	1460			362	8.3

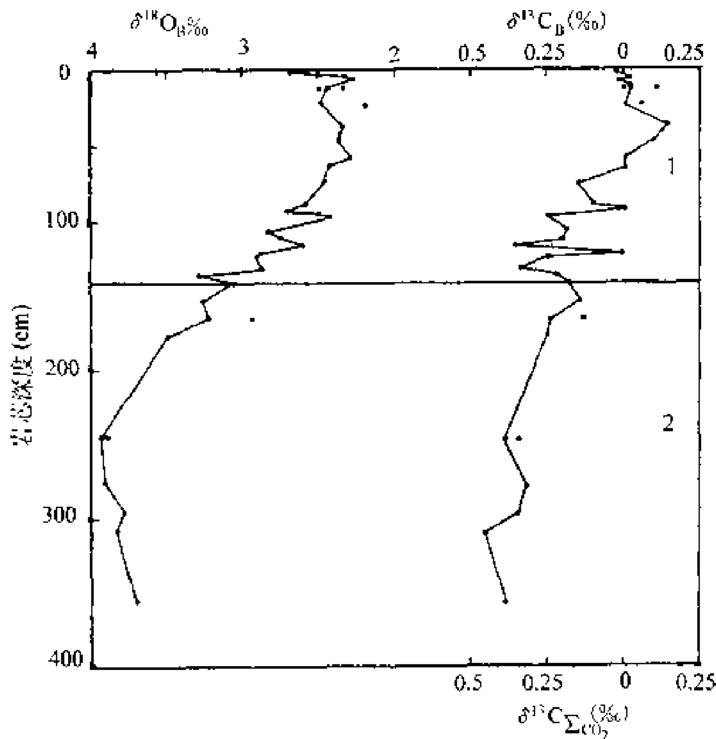


图 2-9 V35-5 岩芯浮游有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的氧、碳稳定同位素记录

图中数字代表氧同位素期

Fig. 2-9 Stable oxygen and carbon isotope records of benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* from core V35-5

Numbers refer to oxygen isotope stages

SO23-91KL 岩芯带有粉红色素的 *G. ruber*(pink)最末一次出现的基面为 500cm 处，位于氧同位素的 5.5 期(图 2-6 竖箭头所示)。

V35-5 岩芯位于南海南部，分析的底栖有孔虫种为大于 0.15mm 粒级，挑选的底栖有孔虫种为 *C. wuellerstorfi*，其氧、碳同位素组成和各层位的年代列于表 2-6(Oppo and Fairbanks, 1987)，该岩芯具有 9 个加速器质谱 ^{14}C 年代数据，氧、碳同位素曲线及 $\delta^{18}O$ 地层学的 1、2 期界限为 143cm(图 2-9)，冰期时的沉积速率约为 11.91cm/ka，间冰期($\delta^{18}O$ 的第 2 期)时的沉积速率约为 17.83cm/ka，同样记录了冰期时的沉积速率要大于间冰期的特点。

二、碳酸钙地层

碳酸钙是碳酸钙补偿深度(CCD)以浅海洋沉积物中的一个重要组成部分，在南海的碳酸钙临界补偿深度(CCrD)以浅沉积物中的碳酸钙含量约为 10%～70%。所以本研究分析了大量碳酸钙数据，碳酸钙的实验分别在国家海洋局第二海洋研究所和德国地球科学与自然资源研究院实验室用“容量法”和“气体法”进行分析，分析误差小于 0.5%。利用盐酸与沉积物反应的“容量法”和“气体法”获得的实际上是全部碳酸盐组分(全部碳酸盐组分对研究碳循环很有必要)，因为海洋沉积物中碳酸盐组分主要是碳酸钙，仅含有很微量的碳酸镁和碳酸氢钠等组分，通常以碳酸钙表示，所以本书也全部采用碳酸钙表示。

利用海洋沉积岩芯中碳酸钙百分含量的变化用于第四纪以来的地层划分在太平洋和部分印度洋海区被广泛采用，并相继建立了由氧同位素期及亚期时标、古地磁(大尺度和古地磁倒转事件)和生物地层学等控制的碳酸钙地层事件时标(Arrhenius, 1952; Hays et al., 1969; Vincent, 1981; Chuey et al., 1987; Pisias et al., 1988; Farrell et al., 1989)。但是太平洋的碳酸钙地层学时标无法用于南海的地层事件对比，主要是由于太平洋的碳酸钙百分含量在冰期和间冰期的旋回变化与南海的不一致，太平洋区的碳酸钙百分含量在间冰期的含量低，冰期时含量高，而南海的则恰好相反，间冰期时碳酸钙含量高，冰期时含量低(与大西洋型类似)。因为已有的太平洋区的标准碳酸钙地层时标与南海没有可对比性，所以很有必要建立南海的标准碳酸钙地层学时标。通过大量碳酸钙数据的对比研究，尤其是对控制南海碳酸钙的沉积稀释、保存和溶解的基本物理和化学作用机理的详细研究(见第三章的详细论证)，发现碳酸钙地层事件在南海具有普遍的可对比性，所以首次在南海建立了晚第四纪以来的标准碳酸钙地层学时标和其他岩芯的碳酸钙地层学。碳酸钙百分含量在南海能用于地层划分的主要原因是因为调节南海碳酸钙百分含量高低的主要控制因素是陆源物质的稀释作用，冰期时的陆源物质稀释作用一直影响到 CCrD 以深的深海盆地，而陆源物质的稀释作用的主控因素是海平面上升和下降，南海的海平面升降又是同时的，这就是南海的碳酸钙地层事件具有广泛的可对比性的物理原因。此外，碳酸钙良好保存峰(命名的主旋回偶数事件)与弱的溶解作用、高的 CO_3^{2-} 浓度和低的溶解 CO_2 相关，南海的巴士海峡门槛水深约为 2500m，所记录的古海水化学条件的改变在南海也是一致和同时的，这就构成了碳酸钙地层事件在南海具有普遍可对比性的基础。

1. 晚第四纪以来南海标准碳酸钙地层学时标的建立

前已述及,SO49-37KL岩芯是用于地层学研究的良好岩芯,所以选取该岩芯作为南海晚第四纪以来碳酸钙标准地层学时标曲线是合适的。该岩芯一般均按10cm的间距取样,在获得全部碳酸钙数据后,又对重要界限附近($\delta^{18}O$的1、2期转折,即SB2.0事件附近)做了加密到1~2cm间距的高分辨取样分析,碳酸钙百分含量数据见表3-2。由氧、碳稳定同位素期及亚期控制年代,建立了南海晚第四纪以来高分辨的标准碳酸钙地层事件和序列时标(图2-10),该高分辨标准碳酸钙地层事件的命名原则是,在大尺度上按太平

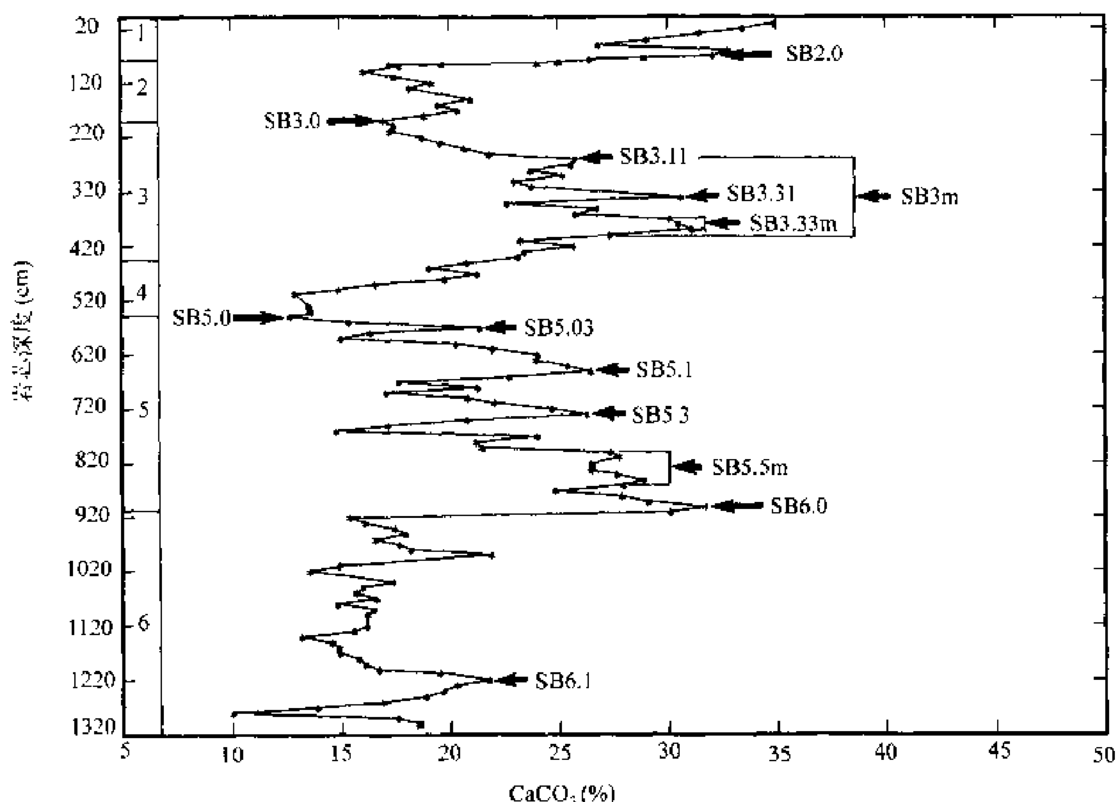


图2-10　南海晚第四纪以来的标准碳酸钙地层学时标(SO49-37KL)

图中箭头和SB后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig. 2-10　Standard $CaCO_3$ chronostratigraphy in the South China Sea since late Quaternary (core SO49-37KL)

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB refer to $CaCO_3$ stratigraphic events. Numbers referto oxygen isotope stages

洋区的命名原则,在古地磁的布容(Brunhes)正向期内,采用B事件,为了以示区别,采用SB事件(S代表南海),SB之后的数字,未采用太平洋区的命名原则(因为不存在可对比旋回),而是考虑到和氧同位素地层学的统一,SB后的主旋回事件,如SB2.0、SB3.0、SB5.0和SB6.0事件分别相当于氧同位素的2.0、3.0、5.0和6.0事件,高分辨的亚旋回事件分别采用奇数代表相对高的碳酸钙含量,偶数代表相对低的碳酸钙含量,注明"m"的事件代表碳酸钙高低含量的中间点(同太平洋区的划分原则一致),未注明"m"的事件均表示碳酸钙百分含量的高值或低值事件。下面按时序分别予以论证。

SB2.0事件,第一个碳酸钙高百分含量旋回最后的一个高含量段位,即由高的含量骤

然降低的层位，恰好对应着氧、碳稳定同位素地层学的2.0和C 2.0事件界限附近，位于该岩芯70～73cm处，时代约为12ka，该事件在南海具有普遍的可对比性。

SB3.0事件，第一个碳酸钙低百分含量旋回中第二个最低的值，选取由SB2.0事件开始由高含量向低含量转变时第二个最低的值，恰好位于氧同位素的2、3期界限附近，即$\delta^{18}O$的3.0事件附近，岩芯深度为190cm处，时代约为24ka，该事件在南海具有普遍的可对比性。

SB3.11事件，第二个碳酸钙较高百分含量旋回(其碳酸钙含量在一些岩芯中相对第一和第三旋回要低)中的第一个高含量峰值，位于氧、碳同位素期及亚期的3.11和C3.11事件附近，岩芯深度为260cm处，时代约为35ka，该事件在低分辨率的岩芯中不明显。

SB3.31事件，第二个碳酸钙较高百分含量旋回中的第二个高含量峰值，岩芯深度为330cm处，时代约为46ka，在低分辨率岩芯中该事件不明显。

SB3m事件，第二个碳酸钙较高百分含量旋回中较高碳酸钙含量的中间点，其变化范围是260～400cm，中间点为330cm，时代约为46ka。

SB3.33m事件，第二个碳酸钙较高百分含量旋回中的第三个高含量峰值段，其变化范围是370～390cm，中间点为380cm，时代约为51ka。

SB5.0事件(考虑到和氧、碳稳定同位素期及亚期的统一和易于记忆，未命名SB4.0事件)，第二个碳酸钙的明显低百分含量旋回中最低的值，选取由SB3.33m或SB3m向低含量转变时的最低值，或者根据由SB5.03事件向岩芯上部由高含量向低含量转变时的最低值。岩芯深度为550cm，恰好位于氧同位素地层学的5.0事件界限，时代约为59ka，该事件在南海具广泛的可对比性。

SB5.03事件，由碳酸钙低百分含量向第三个碳酸钙高含量旋回转变的第一个高含量值，位于氧同位素地层学的5.03事件附近，岩芯深度为570cm，时代约为75ka，该事件在低分辨率的岩芯中不明显。

SB5.1事件，第三个碳酸钙高百分含量旋回中的第二个碳酸钙高含量明显峰值，在低分辨岩芯中有时因SB5.03事件不明显而成为第一个明显的高含量峰值，位于氧、碳稳定同位素地层学的5.1的开始和C5.1事件附近，岩芯深度为650cm处，时代约为86ka。

SB5.3事件，第三个碳酸钙高百分含量旋回中的第三个碳酸钙高含量的明显峰值，位于氧同位素地层学的5.3事件附近，岩芯深度为730cm处，时代约为100ka。

SB5.5m事件，第三个碳酸钙高百分含量旋回中的第四个碳酸钙高含量峰值段，其范围为800～860cm，中间点为830cm处，位于氧同位素地层学的5.5事件附近，时代约为120ka，在低分辨率的岩芯中有时和SB6.0事件结合在一起。

SB6.0事件，第三个碳酸钙高百分含量旋回中的最后一个最高的碳酸钙含量值，恰好位于氧、碳稳定同位素地层学的6.0和C6.0事件附近，岩芯深度为900cm处，时代约为129ka。

SB6.1事件，第三个碳酸钙低百分含量旋回中第一个相对明显较高的碳酸钙含量，岩芯深度为1220cm，时代约为152ka。

该高分辨率的标准碳酸钙地层学事件时标的建立为南海的地层年代确定提供了一个非常有用的地层学工具，特别是主旋回事件(SB2.0、SB3.0、SB5.0和SB6.0)有着普遍的(对低沉积速率的岩芯也适用)可对比性，对一些岩芯已有氧同位素地层学控制的碳酸钙主旋回事件的对比如下。

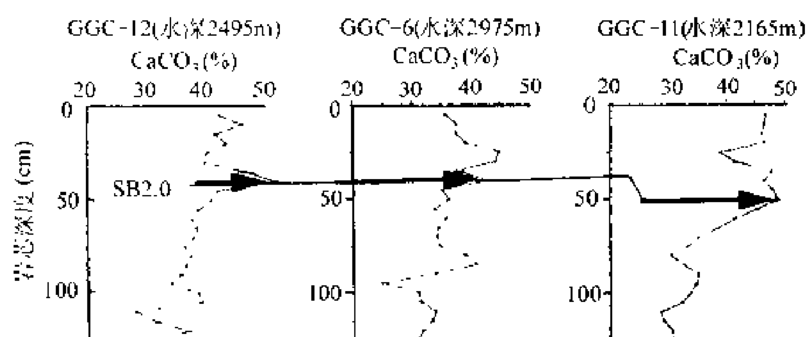


图 2-11 南海沉积岩芯中碳酸钙地层的 SB2.0 事件

Fig.2-11 SB2.0 events of $CaCO_3$ chronostratigraphy from the cores of the South China Sea

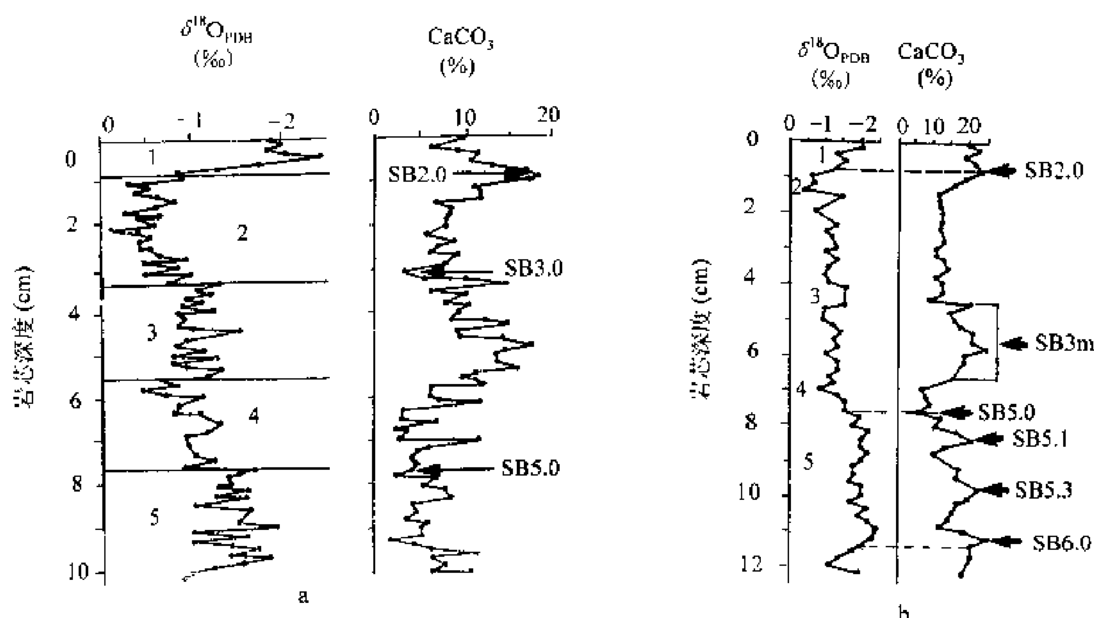


图 2-12 南海 SO50-29KL 岩芯(a)和 V36-3 岩芯(b)的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig.2-12 $CaCO_3$ chronostratigraphy of core SO50-29KL(a) and core V36-3(b) in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB refer to $CaCO_3$ stratigraphic events.

Numbers denote oxygen isotope stages

图 2-11 中的三个岩芯位于南海南部(Thunell et al.,1992),可利用碳酸钙标准地层学时标进行可靠的地层学划分,分别是,GGC-12 岩芯中 $\delta^{18}O$ 地层学的 2.0 事件为 40cm 处,GGC-6 岩芯中 $\delta^{18}O$ 地层学的 2.0 事件为 40cm 处,GGC-11 岩芯中 $\delta^{18}O$ 地层学的 2.0 事件为 50cm 处,以上三个岩芯中,$\delta^{18}O$ 地层学的 2.0 事件都对应着碳酸钙地层学的 SB2.0 事件。

SO50-29KL 岩芯水深为 3766m(经纬度见表 1-2),已位于南海的现代 CCrD 深度以下,其碳酸钙百分含量旋回可以清楚地划分出 SB2.0、SB3.0 和 SB5.0 事件(图 2-12a)。

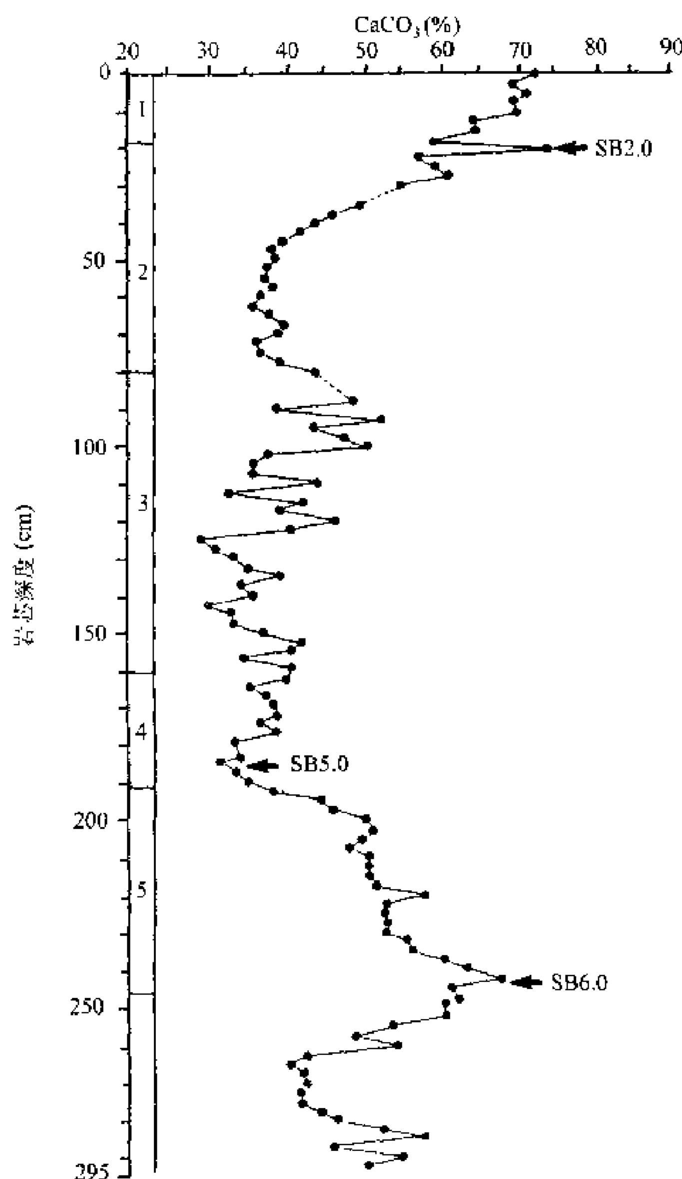


图 2-13 南海 SCS-15A 岩芯的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig.2-13 $CaCO_3$ chronostratigraphy of core SCS-15A in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB refer to $CaCO_3$ stratigraphic events.

Numbers denote oxygen isotope stages

V36-3 岩芯位于 CCrD 深度以浅,水深及经纬度见表 1-2,也清楚地记录了碳酸钙百分含量(表 3-2)旋回事件(图 2-12b)。从图 2-12b 的氧同位素地层曲线(汪品先等,1986)可以看出,$\delta^{18}O$ 的 2、3 和 4 期界限不清晰,$\delta^{18}O$ 的 5.1 和 5.3 亚期也不清晰,而根据碳酸钙地层学可以对该岩芯进行更高分辨率的地层划分(图 2-12b),分别是,SB3m 为 560cm 处(碳酸钙高含量峰值段为 460~660cm),时代为 46ka;SB5.1 事件为 840cm 处,时代为 86ka;SB5.3 事件为 980cm 处,时代为 100ka。其主旋回事件 SB2.0、SB5.0 和 SB6.0 分别位于该岩芯的 80cm、760cm 和 1120cm 处,分别与 $\delta^{18}O$ 地层学的 2.0、5.0 和 6.0 事件有着很好的对应。

SCS-15A 岩芯(Wang et al.,1986;罗圣宗,1985[①])位于南海南部1812m水深处(经纬度见表1-2),清楚地记录了SB2.0、SB5.0和SB6.0事件(图2-13)。

2. 本次研究的其他岩芯的碳酸钙地层

SO49-5SL岩芯的碳酸钙百分含量(表3-2)可以清楚地确定出SB2.0事件(位于68cm处,图2-14)和SB3m事件(位于280~320cm段,中间点为300cm处,图2-14)。该岩芯的碳酸钙百分含量取样分析时,避开了有孔虫砂和粉砂分选层。

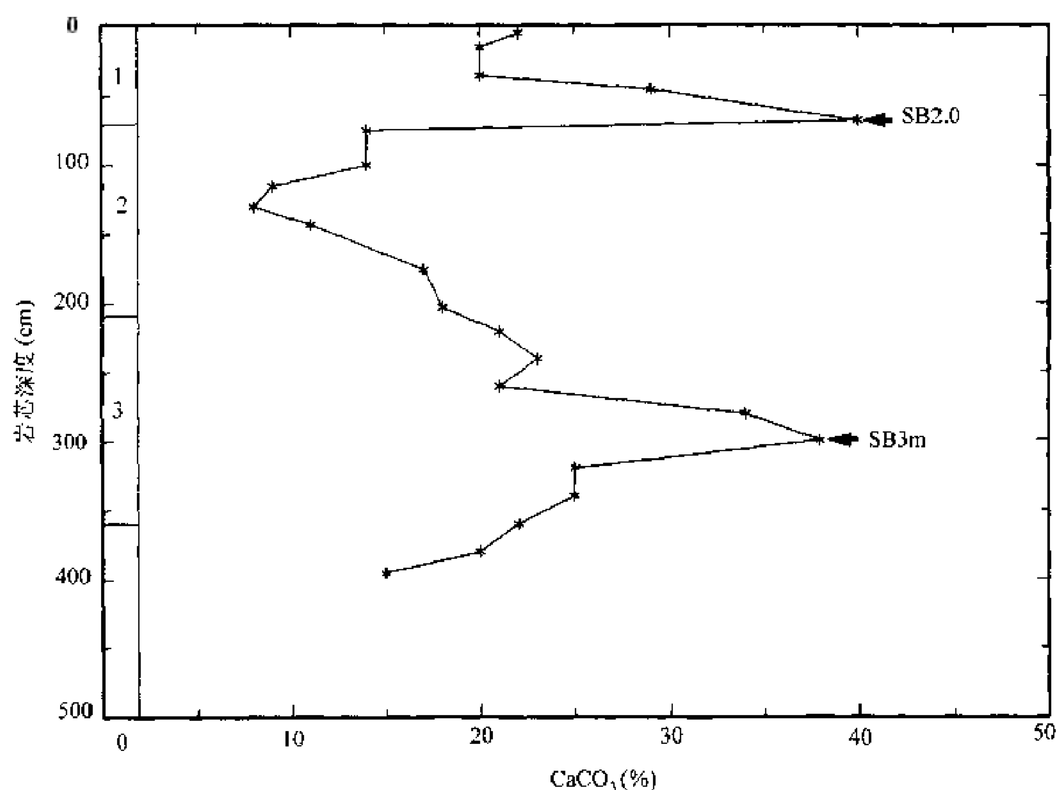


图2-14 南海SO49-5SL岩芯的碳酸钙地层

图中箭头和SB后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig.2-14 $CaCO_3$ chronostratigraphy of core SO49-5SL in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events. Numbers refer to oxygen isotope stages

SO49-8KL岩芯的碳酸钙百分含量见表3-2,该岩芯取样分析时对氧同位素第2期的有孔虫砂和粉砂分选层也进行了碳酸钙分析,从图2-15可以看出氧同位素第2期(末次冰期最盛期)出现了明显高的碳酸钙百分含量,但是这种冰期时的高碳酸钙并不是意味着"太平洋型"的碳酸钙旋回,而是由于底层流的分选作用,使得细粒物质沉积的少,而砂和粉砂粒级的有孔虫含量增加所致。所以碳酸钙地层学对于有孔虫砂和粉砂分选层不适用。根据南海的碳酸钙标准地层学时标,可以确定出该岩芯的以下几个碳酸钙地层学事

① 罗圣宗,1985,中国南海岩芯SCS-15A中浮游性有孔虫之碳、氧同位素研究。"国立台湾大学"海洋研究所硕士论文,1~67页。

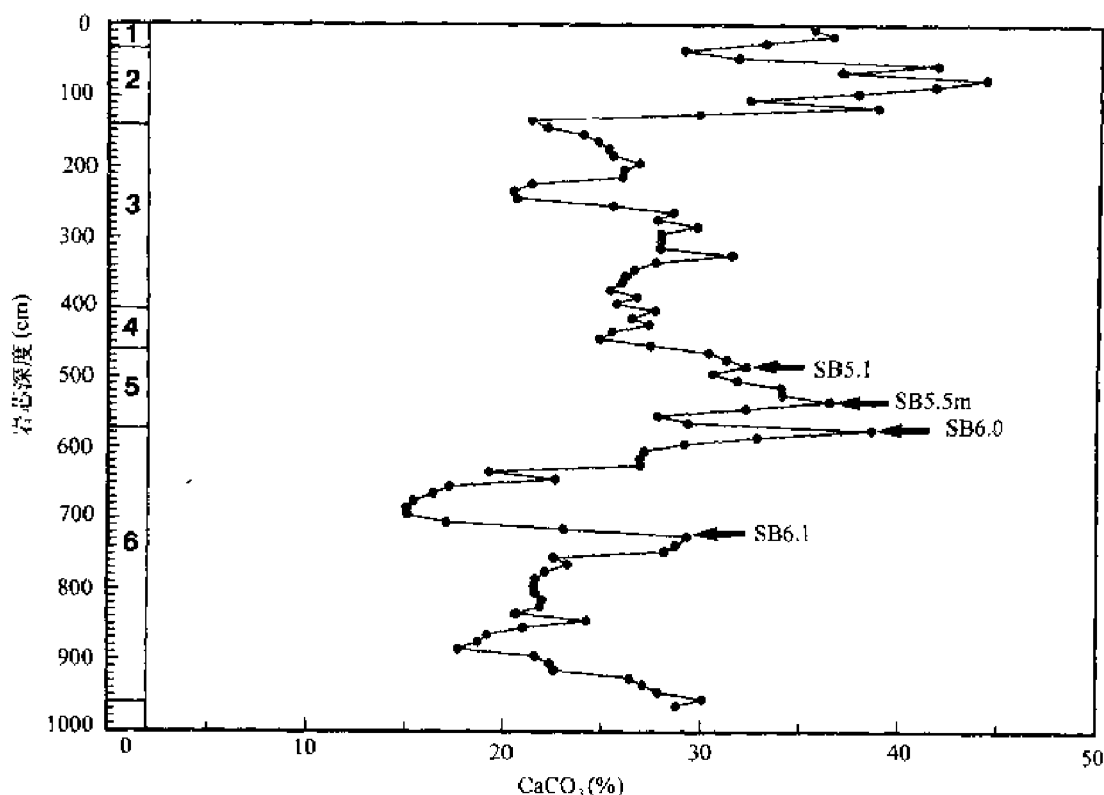


图 2-15 南海 SO49-8KL 岩芯的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig. 2-15 $CaCO_3$ chronostratigraphy of core SO49-8KL in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events.

Numbers refer to oxygen isotope stages

件(图 2-15)。SB5.1 事件,位于该岩芯的 483cm 处;SB5.5m 事件,位于该岩芯的 533cm 处;SB6.0 事件,岩芯深度为 573cm 处;SB6.1 事件,位于该岩芯的 723cm 处。

SO49-12KL 岩芯位于南海北部下陆坡,其碳酸钙百分含量见表 3-2。通过碳酸钙百分含量曲线(图 2-16a)可以看出,氧同位素地层学的第 2 期与 SO49-8KL 岩芯一样同样出现了高的碳酸钙百分含量,这主要是有孔虫砂和粉砂分选层所致,并不是"太平洋型"旋回的反映。而自 $\delta^{18}O$ 的第 3 期到第 11 期,取样分析碳酸钙时都避开了有孔虫砂和粉砂分选层,所以没有出现冰期时碳酸钙含量高的现象。该岩芯的 SB6.0 事件位于 270cm 处(图 2-16a)。

V36-6 岩芯(水深 1579m,115°43′30″E,19°46′30″N)未进行氧、碳稳定同位素测定等地层划分,但是仅根据所建立的标准碳酸钙地层学时标就可进行高分辨的地层年代确定(图 2-16b),该岩芯的地层时代划分和沉积速率的计算列于表 2-16。

SO49-41KL 岩芯的碳酸钙百分含量见表 3-2,在该岩芯的 SB2.0 和 SB6.0 事件附近进行了加密的取样分析,在 SB2.0 事件附近加密至 2～3cm,在 SB6.0 事件附近加密至 1cm 的间距。其碳酸钙百分含量变化如图 2-17 示。从图 2-17 可以清楚地看出整个 $\delta^{18}O$ 的第 2 期和第 3 期的上部缺失,在沉积岩芯的岩性描述中也清晰地见到了该侵蚀沉积间

表 2-16 V36-6 岩芯的碳酸钙地层事件及沉积速率

Table 2-16 Calcium carbonate stratigraphic events and their sedimentation rates

碳酸钙地层学事件	岩芯深度(cm)	年 代(ka)	沉积速率(cm/ka)
SB2.0	63	12	5.25
SB3.0	213	24	12.50
SB3.11	363	35	13.64
SB3.31	603	46	21.82
SB3.33m	733(680～785)	51	26.00
SB5.0	823	59	11.25
SB6.0	1183	129	5.14

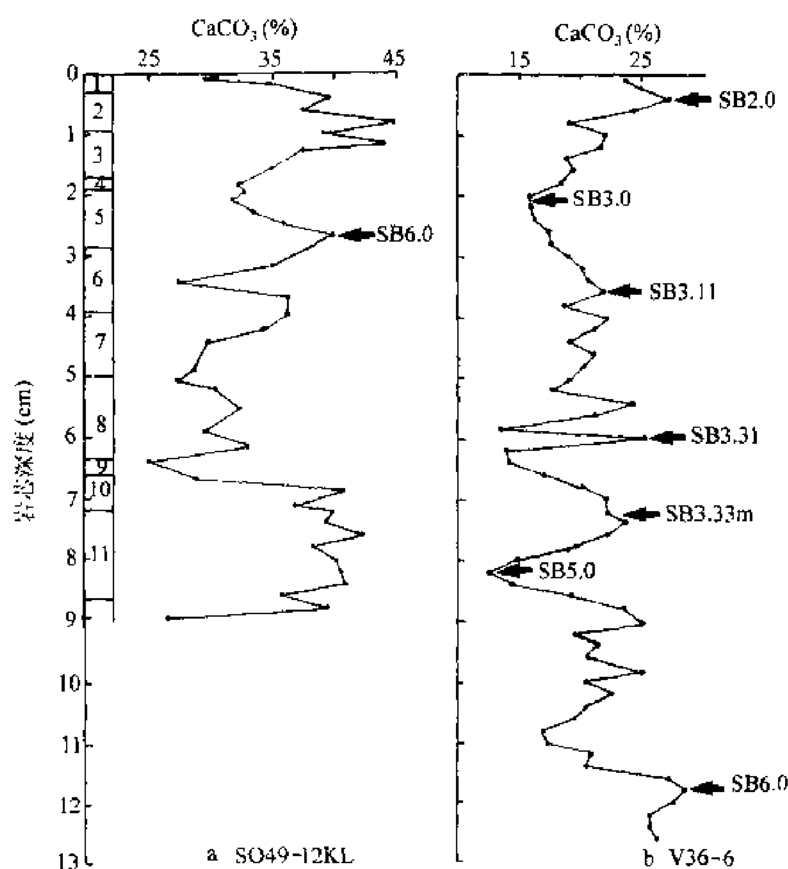


图 2-16 南海 SO49-12KL 岩芯(a)和 V36-3 岩芯(b)的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig.2-16 $CaCO_3$ stratigraphy of core SO49-12KL(a) and core V36-3(b) in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB refer to $CaCO_3$ stratigraphic events.

Numbers denote oxygen isotope stages

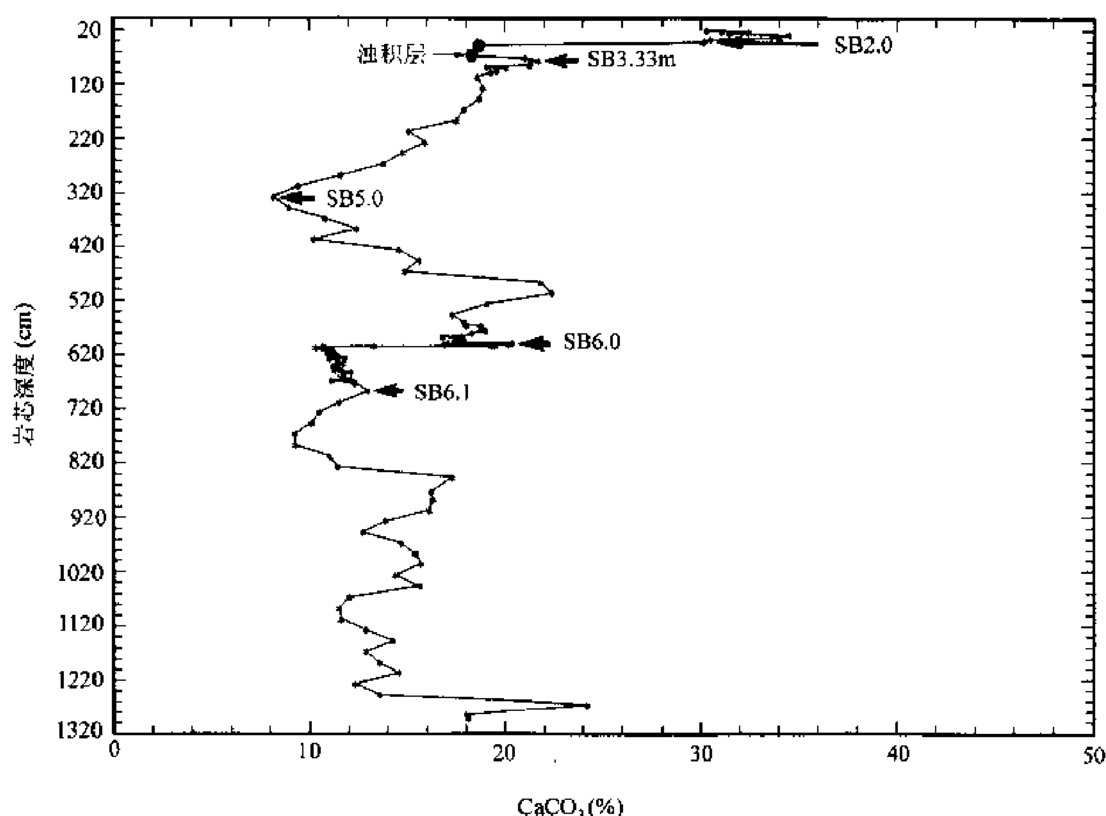


图 2-17　南海 SO49-41KL 岩芯的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件；数字代表氧同位素期

Fig. 2-17　$CaCO_3$ chronostratigraphy of core SO49-41KL in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events, Numbers refer to oxygen isotope stages

断存在于 69cm 处，而在 43～69cm 处存在一粉砂级的浊积层。可见高分辨率的标准碳酸钙地层学(图 2-10)的建立也为辨别沉积地层的沉积间断提供了一个有用的工具。该岩芯共可清楚地划分出以下地层事件，SB2.0 事件，位于 41cm 处，时代为 12ka，SB2.0 至岩芯表层的沉积速率为 3.42cm/ka；SB3.33m 事件，位于 73cm 处，时代为 51ka；SB5.0 事件，位于 325cm 处，时代为 59ka，SB3.33m 与 SB5.0 事件之间的沉积速率为 31.50cm/ka；SB6.0 事件，岩芯深度为 601cm 处，时代为 129ka，SB5.0－SB6.0 事件之间的沉积速率为 3.94cm/ka；SB6.1 事件，位于 685cm 处，时代为 152ka，SB6.0－SB6.1 事件之间的沉积速率为 3.65cm/ka。为了检验 SB6.0 事件，在其界限附近做了加密至 1cm 的取样，其碳酸钙百分含量变化(图 2-18)非常清楚地记录了 603cm 处由碳酸钙的高含量向低含量的骤然转变，该岩芯中 *G. ruber*(pink)的 LAD 为 603cm，也佐证了 SB6.0 事件确定的准确性。通过上述研究还可以发现在氧同位素的第 6 期的上部(即 SB6.0－SB6.1 事件)出现了与第 3 期相比要低的沉积速率，表明存在着地层缺失。该岩芯的研究表明，在西沙北海槽的北西侧，由冰期向间冰期过渡时，底层流作用加强，存在着明显的侵蚀间断。该岩芯中带有粉红色素的 *G. ruber*(pink)最后一次出现的基面为 603cm 处，位于 SB6.0 事件附近，佐

证了碳酸钙标准地层学时标 SB6.0 事件划分的可靠程度。

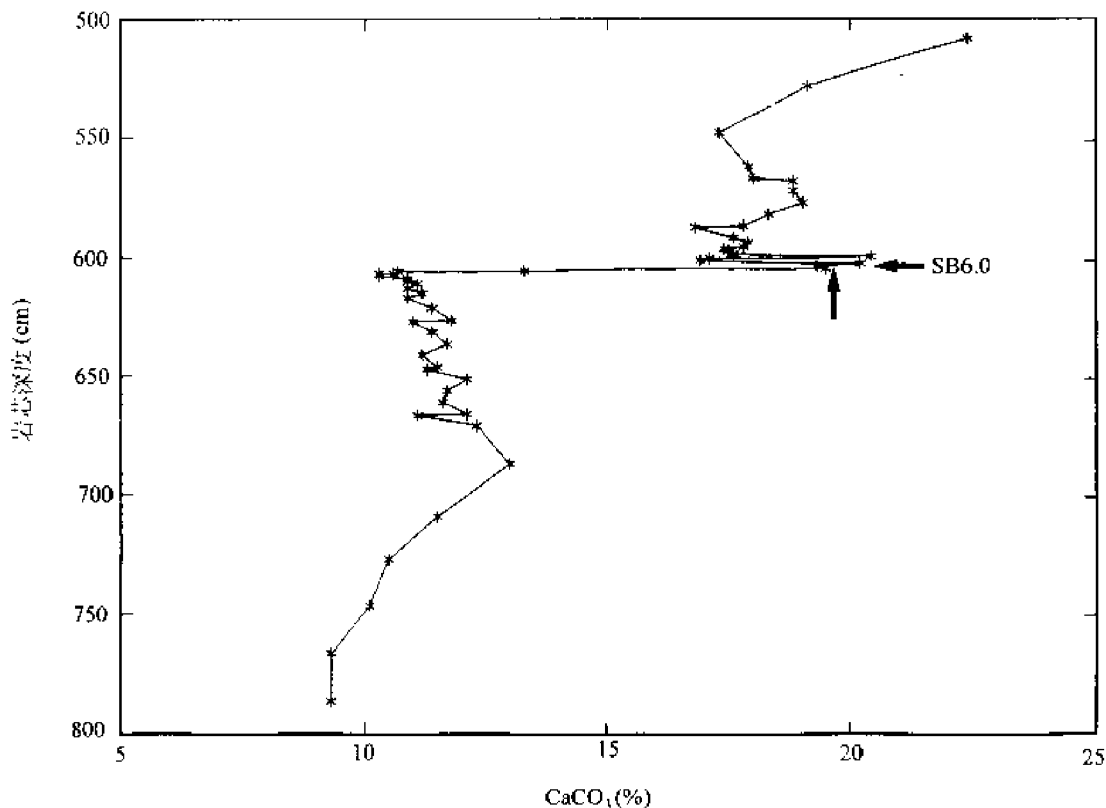


图 2-18 南海 SO49-41KL 岩芯高分辨率的碳酸钙地层的 SB6.0 事件

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;竖箭头代表 *G. ruber* (pink)最后一次出现的基面

Fig.2-18 High resolution SB6.0 events of $CaCO_3$ chronostratigraphy from core SO49-41KL in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB denotes $CaCO_3$ stratigraphic events. Vertical arrow denotes the LAD of *G. ruber* (pink)

SO49-14KL 岩芯位于南海北部的坡前盆地,水深 3634m,已位于南海现代的 CCrD 以深,所以该岩芯的碳酸钙百分含量(表 3-2,图 2-19)既反映了陆源物质的稀释作用,又明显的记录了溶解作用和保存程度。该岩芯取样时除了为说明浊积层和滑坡层具有异常的碳酸钙百分含量外,取样分析碳酸钙时都避开了浊积层和滑坡层。由图 2-19 可见浊积层和滑坡层的碳酸钙百分含量都具有很高的值,特别是浊积层 834～785cm 段其碳酸钙含量高达 36.1%,表现了由于快速的浊流沉积而来不及溶解的特征,所以,在碳酸钙地层学划分和溶解作用及保存程度研究时,要全部避开浊积层和滑坡层。在 SB2.0 事件附近作了加密的碳酸钙含量分析,SB2.0 事件位于 64cm 处,具有清晰的记录。其他清晰记录的碳酸钙地层事件分别是,SB3.0 事件,岩芯深度为 310cm 处;SB3.11 事件,岩芯深度为 410cm 处;SB3.33m 事件,岩芯深度为 575cm;SB6.0 事件,岩芯深度为 1280cm。由于氧同位素地层学的 2、3 期界限不清晰,而碳酸钙地层清楚地记录了 SB3.0 事件,由此可确定出氧同位素地层的 2、3 期界限为 310cm 处,进而计算的氧同位素第 2 期和第 3 期的沉积速率分别是,氧同位素第 2 期包括浊积层为 20.06cm/ka,去除浊积层后为17.66cm/ka,氧同位素第 3 期包括浊积层为 9.41cm/ka, 去除浊积层后为 8.32cm/ka。根据氧同位素

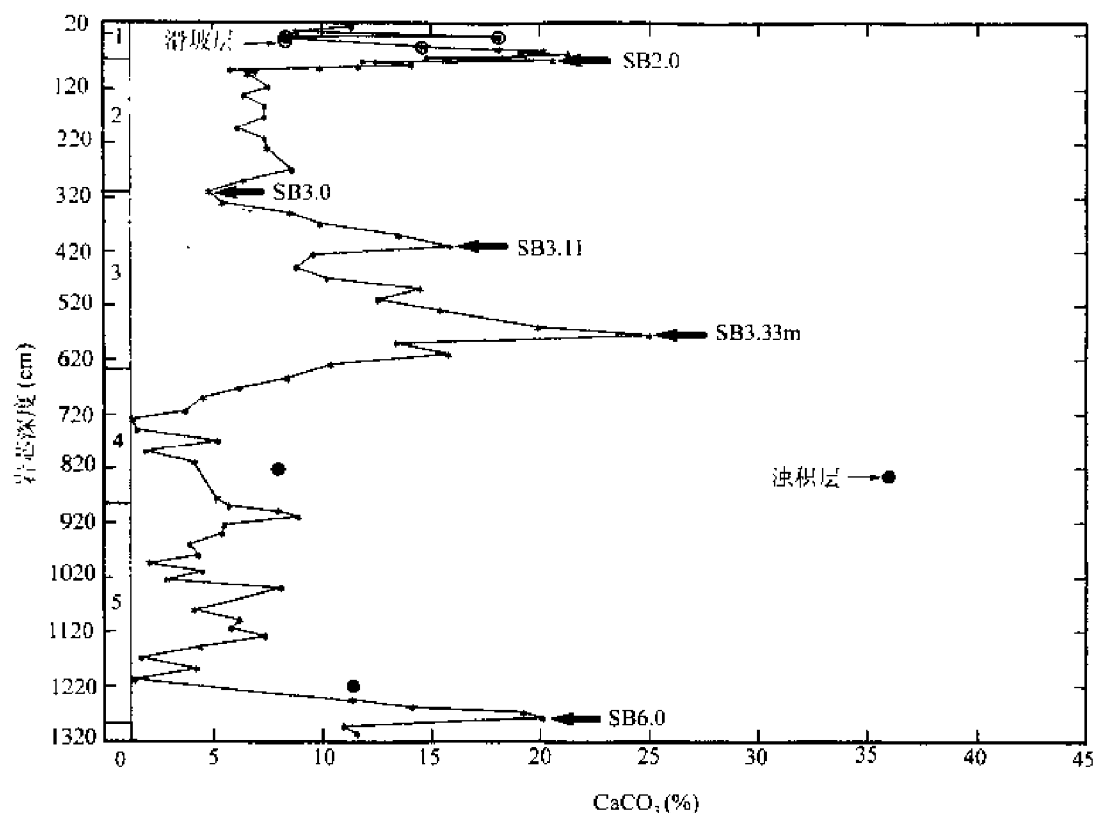


图 2-19 南海 SO49-14KL 岩芯的碳酸钙地层

图中箭头和 SB 后数字代表碳酸钙地层事件;数字代表氧同位素期

Fig. 2-19 $CaCO_3$ chronostratigraphy of core SO49-14KL in the South China Sea

Horizontal arrows and corresponding numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events. Numbers refer to oxygen isotope stages

第 2 期和第 3 期的平均干密度分别为 0.50g/cm^3 和 0.54g/cm^3 而计算的沉积通量是,氧同位素第 2 期包括浊积层为 100.30g/(m^2·a),去除浊积层为 88.3g/(m^2·a);氧同位素第 3 期包括浊积层为 50.81g/(m^2·a),去除浊积层为 44.93 g/(m^2·a)。

第三章 晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积、碳循环、输出和初级生产力研究

本章主要研究了现代南海的无机碳酸钙沉积和溶解作用、C_{CO_3}(无机碳酸钙的碳)循环及其在晚第四纪以来的演化,并对到达海底的晚第四纪以来的有机碳通量演化及古生产力进行了研究。

一、现代南海的碳酸钙沉积分带、始溶面、临界补偿深度和补偿深度

碳酸钙是海洋沉积物的重要组成部分,在南海的碳酸钙补偿深度(CCrD)以浅,碳酸钙含量约占全沉积物的10%~70%。所以深入研究表层沉积物中碳酸钙的分布规律和沉积模式,准确地建立碳酸钙的溶跃面(CLD)、临界补偿深度(CCrD)和补偿深度(CCD),对于认识碳酸钙稀释的影响等有着重要的意义,也为再造地质历史上由于古海洋条件改变所导致的CLD、CCrD和CCD的变迁提供了基本依据。南海是一个典型的西太平洋边缘海,它含括了大陆架、陆坡和深海盆地等独特的地貌单元。边缘海和大洋的碳酸钙沉积模式有着明显的差别。大洋表层沉积物中碳酸钙百分含量的变化,主要反映了碳酸钙的溶解作用和碳酸钙质生物生产力,而边缘海沉积物中的碳酸钙则主要受控于陆源物质的稀释和溶解作用,其次才是钙质生物生产力的变化。迄今为止,在南海尚未进行过系统的碳酸钙沉积作用和模式方面的研究。由整个南海的126个表层沉积物碳酸钙数据,确定了南海的CLD、CCrD和CCD,对南海表层沉积物中碳酸钙的分布规律进行模式分带,并对其沉积作用过程和影响这些沉积作用过程的物理化学条件及其溶解和稀释作用程度进行了深入和系统的探讨。

1. 南海表层沉积物中碳酸钙的沉积分带

根据中国-德国南海地球科学合作研究、国家海洋局南海中部综合调查和其他研究(冯文科等,1988;汪中和等,1989; Thunell et al.,1992,共8个碳酸钙数据)所测定的表层沉积物的碳酸钙百分含量数据(表3-1),对南海表层沉积物的碳酸钙沉积进行以下分带。

根据表3-1的碳酸钙百分含量和水深数据,把0~600m和480~3050m水深的碳酸钙百分含量分为两组,分别做一次线性回归。0~600m水深组的线性回归方程是,Y(碳酸钙百分含量)$=14.989+0.0617X$(水深),$r=0.79$,$n=11$;480~3050m水深组的线性回归方程是,$Y=40.51-0.0028X$,$r=-0.15$,$n=56$。这两条直线的交点在水深396m处(图3-1)。通过图3-1可以看出,在0~400m的水深范围内,其碳酸钙百分含量一般均较低,为10%~20%左右,所以命名0~400m的水深为碳酸钙的贫乏带。

表 3-1 南海表层站位的碳酸钙百分含量、站位水深和站位位置

Table 3-1 $CaCO_3$ percentages of surface sedimentary stations, water depth of the stations and the location of stations in the South China Sea

站 位	经 度(E)	纬 度(N)	水 深(m)	$CaCO_3$(%)
SO49-5SL	114°16.4442′	19°27.3858′	901	22.6
SO49-8KL	114°20.8356′	19°19.4650′	1040	35.32
SO49-12KL	114°29.9098′	19°01.1965′	1532	30.4
SO49-14KL	114°41.6560′	18°31.1885′	3634	11.4
SO49-37KL	112°47.0938′	17°49.0359′	2004	34.9
SO49-41KL	112°40.6531′	18°16.5336′	2120	30.3
SCS-15A	114°14.106′	10°24.837′	1812	72.6
V36-1	116°11.4′	18°04.2′	3821	7.0
V36-3	116°05.6′	19°00.5′	2809	19.3
V19-119	119°23′	14°15′	2570	27.5
RC14-85	113°49′	15°25′	2460	76.5
RC12-353	114°33′	7°27′	510	62.0
SO50-91KL	115°41.48′	8°33.45′	2060	40.26
G1	112°57.9′	12°31.8′	4265	2.95
GGC1	117°29.9′	14°00.3′	4203	1.8
GGC2	117°40.5′	13°36.5′	4010	3.2
G2	113°58.8′	12°30.8′	4140	3.00
G3	114°57.3′	12°29.8′	4400	7.32
G4	116°01.5′	12°29.9′	4367	3.19
G5	116°56.1′	12°31.3′	4000	7.86
G6	117°59.9′	12°30.4′	3327	26.27
G7	111°59.8′	12°59.8′	3430	3.68
G8	112°59.4′	12°58.7′	4280	3.68
G9	113°58.7′	12°59.56′	4114	3.14
G11	116°01.1′	13°01.7′	4300	3.19
G13	117°59.9′	12°58.3′	3280	26.71
G14	112°00.2′	14°00.5′	2050	19.69
G15	112°58.2′	13°59.8′	2710	36.09
G16	113°59.37′	14°01.45′	4400	2.65
G17	115°00.7′	14°00.2′	3417	18.41
G18	115°58.3′	14°01.70′	4200	3.39

续表

站 位	经 度(E)	纬 度(N)	水 深(m)	$CaCO_3$(%)
G19	117°00.2′	13°59.6′	4274	5.50
G21	111°00.8′	14°30.8′	1370	25.02
GGC4	117°55.6′	12°39.0′	3530	13.80
G22	111°59.7′	14°30.8′	1699	2820
G23	113°00.2′	14°30.1′	2398	38.20
G24	114°00.1	14°30.3′	4267	6.73
G25	114°59.2′	14°29.6′	4242	7.69
G26	115°59.8′	14°30.0′	4300	5.76
G27	116°59.8	14°30.2′	4170	3.70
G28	117°59.7′	14°30.5′	3990	3.73
G29	110°59.6′	15.29.8′	900	32.90
G30	111°59.0′	15°30.9′	1579	40.10
G31	113°00.6′	15°30.2′	2800	38.42
G32	113°30.1′	15°30.4′	2600	53.50
G34	116°00.0′	15°30.1′	4207	3.10
G35	117°01.0′	15°29.5′	3942	2.61
G36	118°02.1′	15°33.1′	4022	1.72
G38	111°59.7′	16°00.3′	1115	49.40
G39	113°01.8′	16°01.7′	1747	48.40
G40	113°45.0′	15°59.9′	2420	57.60
G41	115°14.7′	15°58.7′	4162	3.15
G42	116°03.3′	15°57.1′	4127	3.82
G43	117°01.5	16°00.7′	4072	3.58
G44	117°59.9′	16°00.3′	4080	2.37
G45	110°49.6′	17°15.5′	1600	26.40
G46	110°59.1′	16°59.7′	1310	28.30
G47	111°58.7′	17°00.3′	981	43.50
G49	114°03.0′	17°02.4′	2850	36.40
G51	115°59.6′	17°00.3′	3957	5.27
G52	116°58.0′	16°54.0′	4014	4.02
G54	110°30.6′	17°30.1′	1230	21.70
G55	111°00.7′	17°29.6′	1760	24.40
G56	111°59.4	17°30.7′	1347	34.60
G57	113°00.6′	17°31.4′	1432	44.80
G58	113°59.9′	17°30.4′	3500	13.10
G59	115°00.2′	17°29.9′	3652	7.45
G60	116°00.0	17°29.5′	3868	3.34
G61	116°59.5′	17°30.0′	3977	3.78
G63	111°59.2′	18°30.2′	480	31.5
G64	112°45.5′	18°44.5′	600	46.30

续表

站　位	经　度(E)	纬　度(N)	水　深(m)	$CaCO_3$(%)
G65	113°00.1′	18°29.9′	1659	32.09
G66	114°00.7′	18°29.7′	2172	30.92
G67	115°01.3′	18°29.4′	3686	3.58
G68	116°00.4	18°30.1′	3773	8.47
G69	117°00.9	18.29.7′	3870	3.22
G71	113°29.5′	19°00.2′	1040	33.80
G72	115°00.1	19°00.1′	2234	32.00
G73	115°59.8′	19°00.0′	2970	22.7
G74	117°00.2′	19°00.0′	3800	2.86
G75	117°59.7′	19°02.0′	3825	3.10
G76	115°28.9′	19°29.3′	2400	24.50
G77	114°59.3	19°59.5′	895	26.5
G78	115°59.6′	20°00.3′	1257	26.4
G79	116°59.3′	20°00.1′	1822	35.8
G80	118°00.5′	20°00.7′	2980	9.15
G81	110°00.5′	17°59.7′	95	12.30
G82	110°15.2′	17°44.2′	160	11.80
G83	111°59.6′	19°30.3′	114	18.80
G86	113°58.2′	21°00.4′	82	16.6
G87	114°16.2′	20°44.9′	84	23.90
G88	114°29.9′	20°30.1′	104	22.20
G89	114°44.1	20°15.1′	181	48.5
8311	114°00.3′	19°29.6′	560	44.5
8312	115°00.2′	19°30.1′	1640	29.30
8313	116°00.1′	19°30.4′	1937	30.40
8314	117°00.1′	19°29.9′	3060	8.52
8315	118°00.4′	19°30.1′	3427	6.48
8321	110°59.2′	17°59.6′	1200	21.90
8322	111°59.9′	18°00.3′	2412	27.90
8323	113°00.6′	18°01.2′	2052	34.90
8324	113°59.7′	18°00.1′	3242	19.16
8325	115°00.0′	18°00.6′	3677	4.33
8326	115°59.7′	18°00.5′	3940	2.76
8327	117°00.6′	18°00.6′	3967	3.90
8328	118°01.0′	18°15.0′	3860	4.29
8331	110°59.6′	16°30.4′	1163	32.50
8332	111°59.4′	16°40.0′	910	54.00
8333	113°00.1′	16°30.1′	1244	67.00
8334	114°02.7′	16°34.8′	3200	31.00
8335	115°00.4′	16°29.9′	3050	37.20

续表

站　位	经　度(E)	纬　度(N)	水　深(m)	$CaCO_3$(%)
8336	116°00.1′	16°30.5′	4120	2.98
8337	117°00.2′	16°29.7′	4018	3.10
8338	117°33.6′	16°36.6′	3980	3.58
8341	111°00.4′	14°59.9′	1240	29.70
8342	112°00.4′	15°01.5′	1670	3290
8343	112°59.0′	15°00.4′	3550	4.55
8344	113°59.8′	14°59.6′	4252	6.97
8345	115°03.7	15°04.5′	3640	5.03
8346	115°59.5′	15°00.2′	4172	3.27
8347	117°00.0′	15°01.9′	4184	1.98
8348	118°03.7′	14°57.8′	4160	2.47
8351	112°00.0′	13°30.0′	2300	19.30
8352	112°57.2′	13°32.3′	3150	13.50
8354	114°59.9′	13°30.5′	4320	3.15
8363	115°01.3′	12°01.5′	4420	6.24

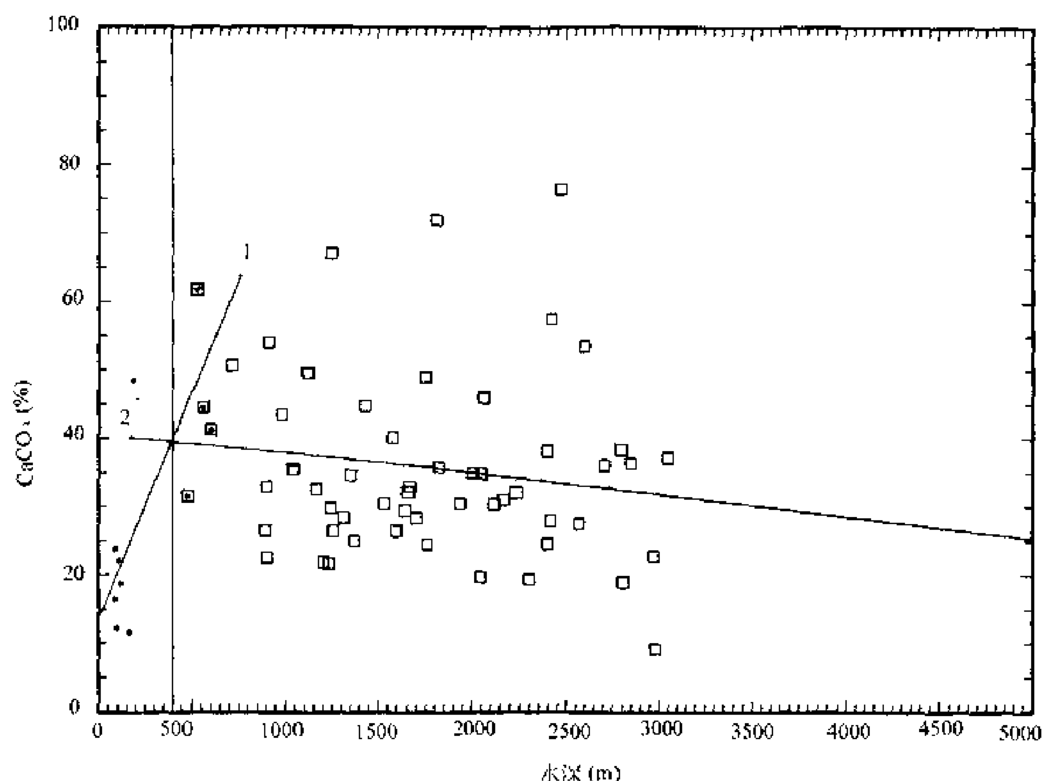


图 3-1　南海表层沉积站位的碳酸钙百分含量与水深的线性回归

1 代表 0～600m 水深，n＝11；2 代表 480～3050m 水深，n＝56

Fig. 3-1　Linear regressions of $CaCO_3$ contents and water depth in the surface sedimental stations of the South China Sea

1 denotes the range of water depth between 0～600m, n＝11; 2 denotes the range of water depth between 480～3050m, n＝56

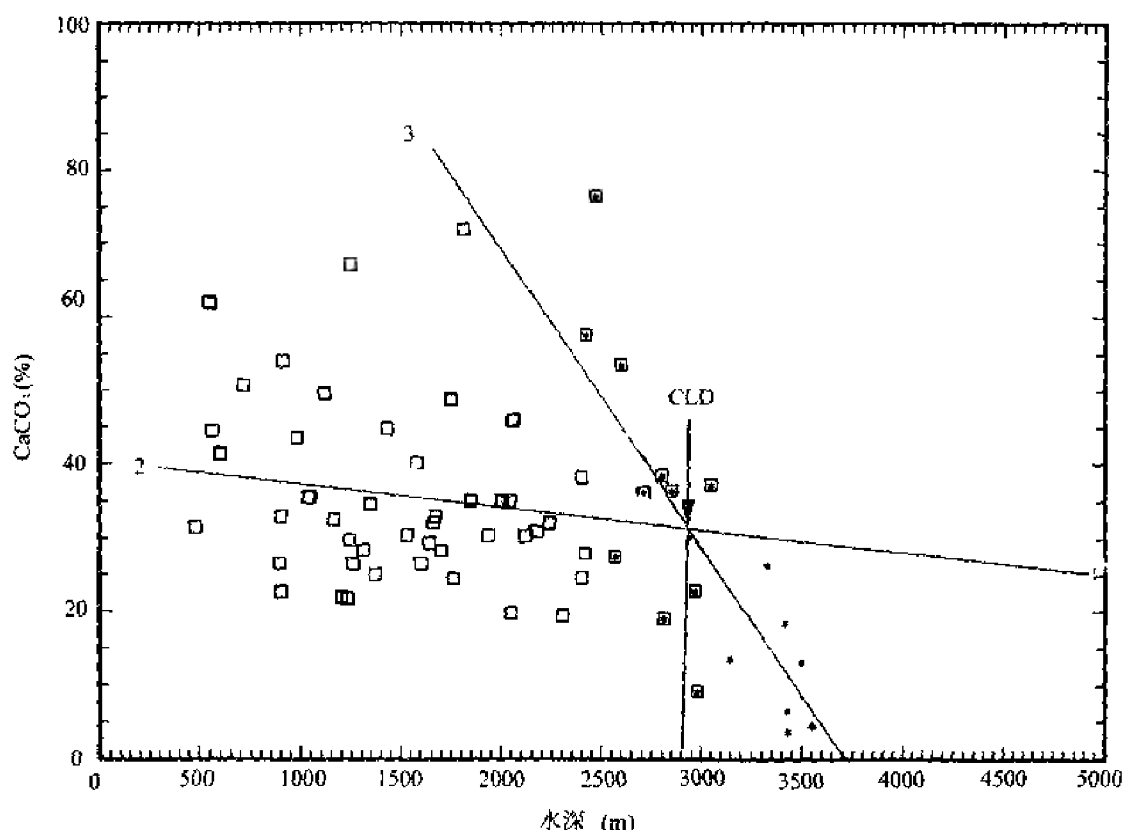


图 3-2 南海表层沉积站位的碳酸钙百分含量与水深的线性回归

2 代表 480～3050m 水深，$n=56$；3 代表 2420～3600m 水深，$n=23$；$CaCO_3$ 溶跃面为 2911m 水深

Fig. 3-2 Linear regressions of $CaCO_3$ contents and water depth in the surface sedimental stations of the South China Sea

2 denotes the range of water depth between 480～3050m, $n=56$; 3 denotes the range of water depth between 2420～3600m, $n=23$; CLD=2900m

2420～3600m 水深的碳酸钙百分含量与水深的线性回归方程是，$Y=148.78-0.04X$，$r=0.78$，$n=23$。它与 480～3050m 水深组回归线的交点在 2911m 水深处(图 3-2)。400～2900m 水深处，表层沉积物中的碳酸钙百分含量普遍较高，一般为 20%～70% 左右，所以命名 400～2900m 水深为碳酸钙的富集带。自 2900m 水深开始，碳酸钙百分含量锐减，所以 2900m 水深为南海碳酸钙的溶跃面深度(CLD)。

3300～4420m 水深组的碳酸钙百分含量与水深的线性回归方程是，$Y=37.15-0.008X$，$r=-0.54$，$n=57$。与 2420～3600m 水深组直线的交点在 3488m 水深处(图 3-3)。在该界面水深处其碳酸钙含量一般为 10%左右，所以 3488m 水深为南海碳酸钙的临界补偿深度(CCrD)。在 2900～4420m 的水深范围，其碳酸钙百分含量锐减，这主要是由于溶解作用造成的，所以命名该水深带为南海碳酸钙沉积的跃迁带。

2. 碳酸钙沉积和溶解的主控因素

首先探讨南海沉积物中碳酸钙的形成。$CO_2-CO_3^{2-}-HCO_3^-$ 在海水体系的反应式是：

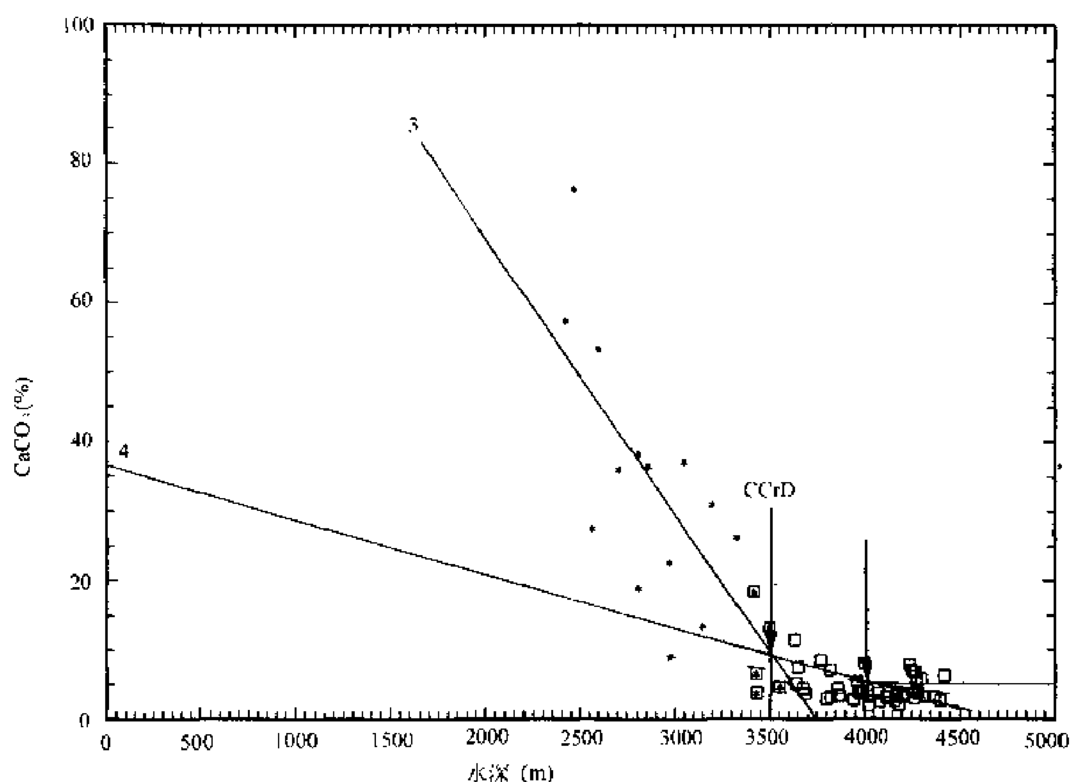


图 3-3　南海表层沉积站位的碳酸钙百分含量与水深的线性回归

3 代表 2420 ~ 3600m 水深，n - 23；4 代表 3300 ~ 4420m 水深，n = 57；碳酸钙的临界补偿深度(CCrD)为 3488m 水深；小于 5%的碳酸钙含量为 4020m 水深

Fig. 3-3　Linear regressions of $CaCO_3$ contents and water depth in the surface sedimental stations of the South China Sea

3 denotes the range of water depth between 2420 ~ 3600m, n = 23; 4 denotes the range of water depth between 3300 ~ 4420m, n = 57; CCrD) 34488m, $CaCO_3$ contents of < 5% are equal to 4020m

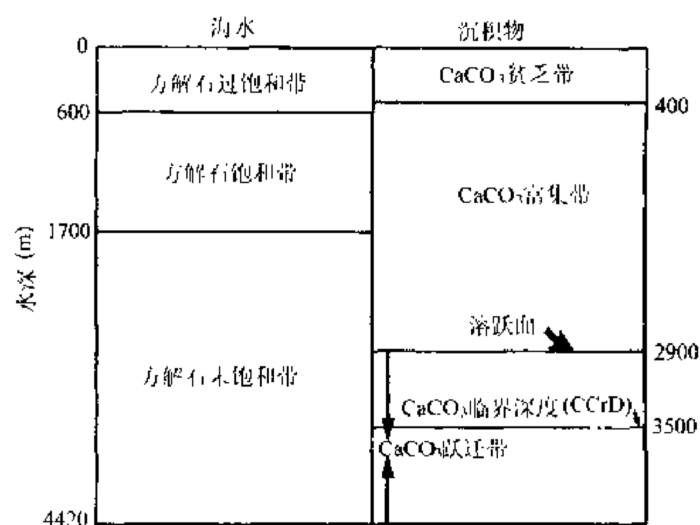
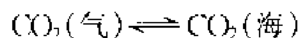
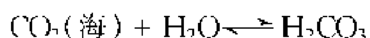


图 3-4　南海表层沉积物的沉积碳酸钙分带和该带海水中的方解石饱和度

Fig. 3-4　Zonation of deposit $CaCO_3$ in the surface sediments and calcite saturation of sea water in the South China Sea



$$CO_2(气) \rightleftharpoons CO_2(海)$$



$$CO_2(海) + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3$$



$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$$

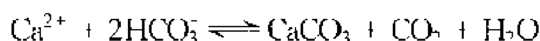


$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}$$

Ca 离子与 CO_3^{2-} 或 HCO_3^- 结合形成 $CaCO_3$，其反应式是：



$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} \rightleftharpoons CaCO_3$$



$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

在南海海水中溶解的碳酸钙部分的被利用碳酸钙的生物吸收，沉降后形成了碳酸钙的生物碎屑沉积（表层海水中碳酸钙很少量的成为海滩岩的胶结物和部分珊瑚礁沉积）。

为了系统地探讨，可用一碳酸钙沉积分带图（图 3-4）来归纳南海表层沉积中碳酸钙的沉积状况。0～400m 水深，为表层沉积物中碳酸钙百分含量的贫乏带，该带海水中的碳酸钙（方解石和文石）饱和度为过饱和（吴林兴，1983；中国科学院南海海洋研究所，1985），造成该带碳酸钙贫乏的主要原因是由于该带水深较浅相对靠近陆地，大量陆源物质的入海，对沉积碳酸钙起到了稀释作用，从而造成了很低的碳酸钙百分含量。

400～2900m 水深为表层沉积物碳酸钙百分含量的富集带，该带海水中的碳酸钙（方解石）饱和度为饱和和未饱和（图 3-4），造成该带碳酸钙百分含量富集的主要原因是，随着水深的增大，离岸距离变远，陆源物质的稀释作用减弱，导致了该带高的碳酸钙百分含量。

2900～4020m 水深为表层沉积物中碳酸钙百分含量的跃迁带，该带海水中碳酸钙（方解石）饱和度为未饱和。自 2900m 水深的溶跃面开始，碳酸钙百分含量跃迁降低，到 3500m 水深的碳酸钙临界补偿深度处，其碳酸钙百分含量约为 10%，到 4020m 深度处碳酸钙百分含量约为 5%。造成始溶面以下碳酸钙百分含量发生跃迁的主要原因是海水的物理和化学条件改变，随着海水深度的增加，压力增大；在南海该带中，由于有机碳向海底输送过程中，随着深度的增加有机碳降解增加，在深海海底表层沉积物中，由于底栖生物的呼吸作用，也会促使有机碳氧化，降解后的有机碳在该带形成了较高的 CO_2 含量，造成了有利于碳酸钙溶解的水化学条件，即这种较高含量的 CO_2 与海水压力的增加一起构成了溶解作用，其化学反应式为：



$$CH_2O + O_2 \rightleftharpoons CO_2 + H_2O（有机过程）$$



$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^-（无机过程）$$

溶解后的碳酸钙主要呈游离状的 Ca^{2+}、HCO_3^- 形式贮存于海水之中，并通过上升流等作用参与再循环。这就是南海碳酸钙溶解作用的基本物理和化学行为，也解释了为何在该带碳酸钙的百分含量发生跃迁。

3. 碳酸钙的溶跃面、临界补偿深度和补偿深度

从图 3-2 可以看出，自 0～400m 和 480～3050m 水深组线性回归线的交点（2900m 水深）处以下，其碳酸钙的百分含量呈直线下降，碳酸钙百分含量锐减的原因主要是溶解作用，而在 2900m 以上水深碳酸钙百分含量没有减少，所以，2900m 的水深应为南海碳酸钙的溶跃面。

关于南海的 CCrD 和 CCD，以往的研究（国家海洋局，1988）认为南海的 CCD 为

3500m 水深，本次研究证明 3500m 水深实际上是南海的 CCrD 深度。首先，我们来看有关 CCD 的概念，Bramlette(1961)，Kennett(1982)和 Farrell 等(1989)的定义是，"某一水深界面，在这一水深界面之上，含有碳酸钙沉积；而在这一水深界面下，碳酸钙的供给速率等于溶解速率，故而，碳酸钙的沉积缺失"。Kennett(1982)和 Farrell 等(1989)对 CCrD 的定义是，"在某一水深界面，其碳酸钙百分含量约为 10%，且保持相对固定"。由 3300～4420m 和 2420～3600m 水深组的线性回归方程计算可获得在 3500m 水深的碳酸钙百分含量为 9%左右，通过表 3-1 也可看出，在 3500m 水深附近其碳酸钙百分含量约为 10%，所以 3500m 水深实际上是南海的 CCrD 面(图 3-3)，而不是南海的 CCD 面。

关于 CCD 深度的确定，在南海所有的表层沉积物中都没有发现碳酸钙为零的沉积，如果按照确切的 CCD 定义来划分，南海还没有达到全溶的 CCD 面(碳酸钙百分含量为零)。但是由于分析精度和再沉积作用的影响，通常使得碳酸钙为零的面难以确定(Kolla et al.，1976；Berger et al.，1976；Farrell et al.，1989)，这样 CCrD 面就成为一个研究地质历史上 CCD 变迁的重要参照标准，所以本书准确地划定了 CCrD 面。一般说来，在 CCD 之下存在碳酸钙沉积的可能性有两种，一是分析误差，容量法和气体法的分析精度一般为小于 0.5～1；其二是浊流沉积，如果在某些站位中存在着浊流沉积，由于快速堆积覆盖，碳酸钙来不及溶解，所以，尽管在 CCD 界面之下，仍能发现较高含量的碳酸钙沉积。根据表 3-1 的水深与碳酸钙百分含量数据，可以看出，在 4000m 水深以下，其碳酸钙百分含量都为 2%～5%左右，由分析误差所造成的在 CCD 界面之下存在高碳酸钙百分含量的可能性基本可以排除。关于浊流沉积，对 SO49-14KL 岩芯(815～834cm 段)碳酸钙含量的测定结果为 36.1%，基本上反映了由陆坡面来的沉积碳酸钙特征，总之，海盆浊流沉积物中的碳酸钙应具异常高的特点。表 3-1 是已经经过了甄别后的数据，对两个在 4000m 以下水深具有异常高的碳酸钙百分含量数据已作了删除。也就是说在 4000m 以下水深几乎所有表层站位中都含有 2%～5%左右的碳酸钙，在某些站位约为 5%～10%，这并不是浊流沉积所造成的，而是还没有达到全溶的水深界面(CCD 界面)。根据在南海最大水深 4420m 处其碳酸钙含量仍为 6.24%的结果，和在大于 4000m 水深的表层站位中，其碳酸钙含量一般都在 2%～5%左右的实际资料，认为在南海尚未发现明显的 CCD 界面。

在南海未发现明显的 CCD 界面，但是碳酸钙含量小于 5%的界限水深比较清晰，由 3300～4400m 水深组的线性回归方程按 5%的碳酸钙含量计算，其水深应为 4020m(图 3-3 箭头所示)，通过表 3-1 的碳酸钙百分含量数据也可以看出，水深 4020m 以深大多数表层站位的碳酸钙百分含量均为 2%～5%，所以南海碳酸钙百分含量小于 5%的水深面约为 4020m。由于在南海没出现清晰的 CCD 界面，所以确定了小于 5%的碳酸钙含量面。

二、晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积和碳循环

通过对比图 2-10、2-12、2-16b 和 2-17 的碳酸钙百分含量变化曲线，可以清楚地发现自 SB5.0 事件(74ka)开始至 $\delta^{18}O$ 的 4.24 亚期时都记录了自晚更新世以来(130ka 以来)最低的碳酸钙百分含量，这主要是由于陆源物质的稀释作用造成的，通过高分辨率的 SO49-37KL 岩芯的碳酸钙沉积通量(图 3-5a)，即碳酸钙的质量堆积速率(MAR)所反映的碳酸钙质生产力的通量并没有在 74～70ka 时出现最小值也可以说明该期的碳酸钙百分

含量最低主要是由于陆源物质的稀释造成的，高分辨率的 SO49-37KL 岩芯的沉积通量(表 2-4)减去碳酸钙通量(表 3-2)的结果也表明自 $\delta^{18}O$ 的 5.1 亚期向 5.0 期过渡和 5.0 期向 4.24 亚期过渡时存在着晚更新世以来最高的非碳酸钙物质的通量，所以命名自 $\delta^{18}O$ 的 5.1 亚期向 5.0 期和 5.0 期向 4.24 亚期过渡时为晚更新世以来的第一次高陆源物质注入时期(与地层学的沉积速率和沉积通量研究结果一致)。在自 $\delta^{18}O$ 的 3.1 亚期向 3.0 期过渡时也出现了很高的沉积速率、沉积通量和非碳酸钙质通量，并且也对碳酸钙百分含量起到了显著的稀释作用，但其强度要小于第一次高陆源物质注入时期，命名为晚更新世以来的第二次高陆源物质注入时期。此外，高分辨率的 SO49-37KL 岩芯还显示出由 $\delta^{18}O$ 的 2.21 亚期向 2.2 亚期过渡时具有很高的沉积速率、沉积通量和非碳酸钙质沉积通量(其强度也小于第一次高陆源物质时期)，但是与第一次和第二次高陆源物质注入时期相比未对碳酸钙百分含量造成显著的稀释。在南海随着最末一次间冰期结束，进入了最末一次冰期(氧同位素的第 2、3、4 期)，尽管在 74ka 至 4.24 亚期时的海平面较氧同位素第 2 期的海平面要高，但是在该期出现了明显的陆源物质稀释作用，其强度也大于氧同位素的第 2 期。通过图 2-10(SO49-37KL 岩芯)、图 2-15(SO49-8KL 岩芯)还可发现在氧同位素第 6 期出现过低的碳酸钙百分含量，其碳酸钙百分含量值与 74ka 至 4.24 亚期

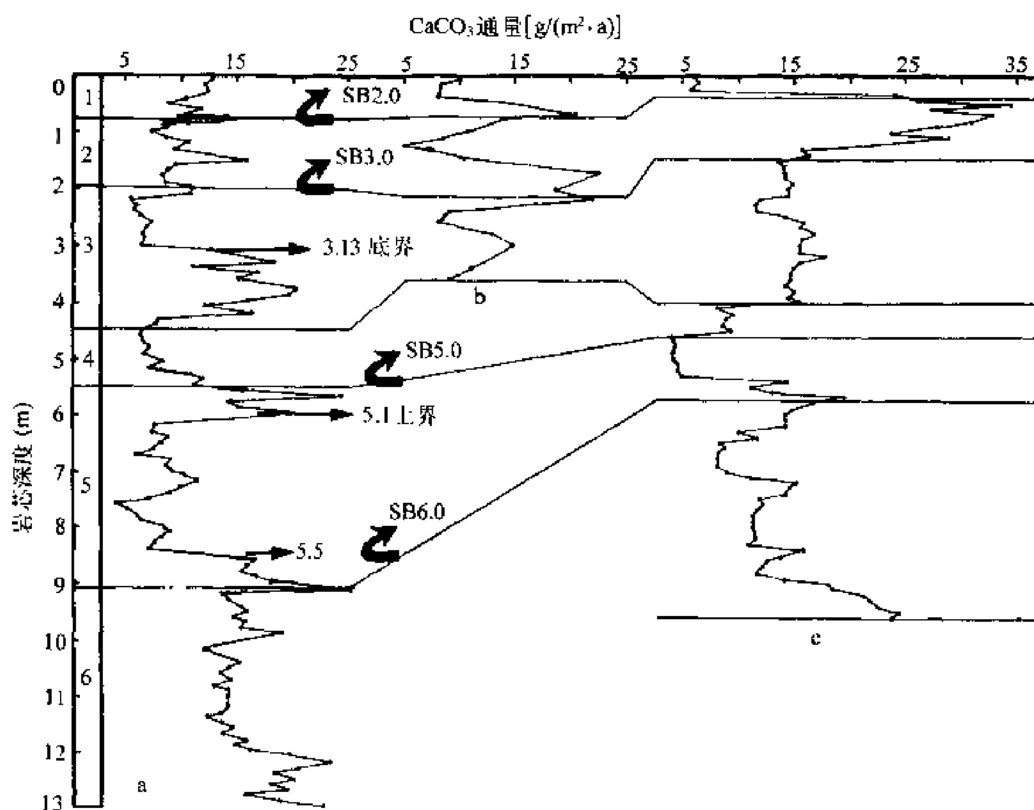


图 3-5 南海现代碳酸钙溶跃面以浅岩芯的碳酸钙通量

a. SO49-37KL 岩芯，水深 2004m；b. SO49-5SL 岩芯，水深 901m；c. SO49-8KL 岩芯，水深 1040m。图中数字代表氧同位素期；SB 后数字代表碳酸钙地层学事件

Fig. 3-5 The $CaCO_3$ mass accumulation rates from the cores above CLD in the South China Sea

a. Core SO49-37KL, water depth equals 2004m; b. Core SO49-5SL, water depth equals 901m; c. Core SO49-8KL, water depth equals 1040m. Numbers denote oxygen isotope stages. Numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events

时相当和低于74ka至4.24亚期时，但其碳酸钙通量(表3-2、图3-5)表明具较高的值，

表 3-2 南海沉积岩芯中的碳酸钙百分含量和通量

Table 3-2 Percentages and mass accumulation rates of calcium carbonate in the sedimentary cores of the South China Sea

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
SO49-37KL 岩芯									
10	34.9	6.22	0.57	12.4	240	20.7	5.15	0.51	5.4
20	33.5	6.22	0.57	11.9	250	21.9	5.15	0.53	6.0
30	31.8	6.22	0.61	12.1	260	25.8	5.15	0.53	7.0
40	29.1	6.22	0.56	10.1	270	25.6	5.15	0.51	6.7
50	26.9	6.22	0.51	8.5	280	23.8	5.15	0.51	6.3
60	32.8	6.22	0.57	11.6	290	25.2	5.15	0.53	6.9
70	32.1	6.22	0.52	10.4	300	23.0	5.15	0.52	6.2
73	29.0	6.22	0.52	9.4	310	23.8	10.29	0.51	12.5
75	26.2	10.35	0.52	14.1	330	30.6	10.29	0.57	18.0
77	26.5	10.35	0.50	13.7	340	22.7	10.29	0.46	10.8
80	25.1	10.35	0.50	13.5	350	26.8	10.29	0.60	16.6
81	25.0	10.35	0.50	12.9	360	25.8	10.29	0.56	14.9
83	24.1	10.35	0.50	12.5	370	30.1	10.58	0.61	19.4
85	19.7	10.35	0.50	10.2	380	30.5	10.58	0.62	20.0
87	17.3	10.35	0.45	8.1	390	31.1	10.58	0.59	19.4
90	17.8	10.35	0.45	8.3	400	27.4	10.58	0.55	15.8
100	16.1	10.35	0.42	7.0	409	23.3	10.58	0.48	11.8
110	17.5	10.35	0.45	8.2	420	25.7	10.58	0.60	16.3
120	19.2	10.35	0.53	10.5	430	23.5	5.70	0.58	7.8
130	18.2	10.35	0.48	9.0	440	23.2	5.70	0.57	7.5
150	21.0	14.59	0.51	15.6	450	20.8	4.87	0.59	6.0
160	19.5	8.18	0.57	9.1	460	19.1	4.87	0.65	6.1
170	20.4	8.18	0.50	8.3	470	21.3	5.27	0.57	6.4
180	18.9	8.18	0.52	8.0	480	19.8	5.27	0.66	6.9
190	17.0	8.18	0.59	8.2	490	16.6	5.27	0.74	6.5
200	17.5	11.45	0.54	10.8	500	14.9	7.54	0.65	7.30
210	17.3	11.45	0.53	10.5	508	12.9	7.54	0.65	6.32
220	18.8	5.15	0.53	5.13	530	13.6	12.95	0.61	10.7
230	19.6	5.15	0.55	5.6	540	13.9	12.95	0.65	11.7

续表

岩芯深度(cm)	$CaCO_3$(%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$通量[$g/(m^2\cdot a)$]	岩芯深度(cm)	$CaCO_3$(%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$通量[$g/(m^2\cdot a)$]
550	12.7	13.11	0.66	11.0	870	24.8	9.14	0.69	15.6
560	15.4	13.11	0.63	12.7	880	27.9	9.14	0.59	15.1
570	21.4	13.11	0.87	24.4	890	29.1	9.14	0.62	16.5
580	16.4	13.11	0.65	14.0	900	31.1	9.14	0.63	17.9
590	15.0	13.11	0.76	15.0	910	30.1	14.26	0.58	24.9
600	20.3	13.11	0.73	19.4	920	15.4	14.26	0.61	13.4
608	22.0	13.11	0.63	18.2	930	16.1	14.26	0.61	14.0
620	23.1	4.70	0.68	7.4	940	17.5	14.26	0.61	15.2
630	24.0	4.70	0.63	7.1	950	18.0	14.26	0.61	15.7
640	25.4	4.70	0.72	8.6	960	16.6	14.26	0.61	14.4
650	26.5	4.70	0.64	8.0	970	17.7	14.26	0.61	15.4
660	22.8	4.70	0.68	7.3	980	17.2	14.26	0.61	15.0
670	17.7	4.70	0.67	5.6	990	21.9	13.93	0.61	18.6
680	21.4	6.27	0.65	8.7	1010	14.9	13.93	0.61	12.7
690	17.1	6.27	0.78	8.4	1010	14.9	13.93	0.61	12.7
700	20.8	6.27	0.68	8.9	1020	13.6	13.93	0.61	11.6
708	22.1	6.63	0.68	10.0	1050	16.4	13.93	0.61	13.9
720	24.7	6.63	0.68	11.1	1060	15.7	13.93	0.61	13.3
730	26.3	5.37	0.68	9.6	1070	16.6	13.93	0.61	14.1
740	20.8	5.37	0.77	8.6	1080	14.8	13.93	0.61	12.6
750	17.2	5.37	0.75	6.9	1090	16.5	13.93	0.61	14.0
760	14.8	4.53	0.57	3.8	1100	16.2	13.93	0.61	13.8
770	24.1	4.53	0.46	5.0	1120	16.2	13.93	0.61	13.8
780	21.2	4.53	0.60	5.8	1130	15.6	13.93	0.61	13.3
790	21.5	5.07	0.56	6.1	1140	13.2	13.93	0.65	12.0
800	26.4	5.07	0.61	8.2	1150	14.6	13.93	0.66	13.4
808	27.8	5.07	0.62	8.7	1160	14.9	13.93	0.69	14.3
820	26.5	5.07	0.59	7.9	1170	14.9	13.93	0.64	13.3
830	26.5	5.07	0.55	7.4	1180	15.8	13.93	0.71	15.6
840	27.7	5.07	0.48	6.7	1190	16.1	13.93	0.65	14.6
850	28.9	9.14	0.60	15.9	1200	16.7	13.93	0.68	15.8
860	28.0	9.14	0.64	16.4	1206	19.5	13.93	0.71	19.3

续表

岩芯深度(cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量[$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度(cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量[$g/(m^2 \cdot a)$]
1220	21.8	13.93	0.76	23.1	1270	13.9	13.93	0.99	19.2
1230	20.3	13.93	0.71	20.1	1280	10.0	13.93	1.11	15.5
1240	19.7	13.93	0.66	18.1	1290	17.6	13.93	0.76	18.6
1250	18.9	13.93	0.75	19.8	1300	18.2	13.93	0.89	22.6
1260	16.9	13.93	0.75	17.7					
SO49-5SL 岩芯									
5	22.6	5.89	0.75	10.0	203	18.2	11.69	0.87	18.5
15	20.5	5.89	0.68	8.2	220	21.1	11.69	0.88	21.7
35	20.3	5.89	0.64	7.7	240	23.5	4.25	0.90	9.0
45	29.4	5.89	0.78	13.5	260	21.8	4.25	0.85	7.9
68	40.8	5.89	0.84	20.2	280	34.0	4.25	0.88	12.7
75	14.4	11.69	0.82	13.8	300	38.5	4.25	0.89	14.6
100	14.6	11.69	0.62	10.6	320	25.8	4.25	0.87	9.5
115	9.3	11.69	0.74	8.1	340	25.8	4.25	0.98	10.8
130	8.0	11.69	0.75	7.0	360	22.0	4.25	0.93	8.7
143	11.8	11.69	0.72	9.9	380	20.5			
175	17.5	11.69	1.09	22.3	385	15.4			
SO49-8KL 岩芯									
2	35.52	2.66	0.65	6.1	143	22.02	8.89	0.83	16.3
12	36.48	2.66	0.65	6.3	153	23.87	7.46	0.75	13.4
22	33.02	2.66	0.65	5.7	163	24.64	7.46	0.75	13.8
32	28.95	10.20	0.81	23.9	173	25.17	7.46	0.75	14.1
42	31.67	10.20	0.81	26.2	183	25.41	7.46	0.75	14.2
52	41.78	10.20	0.81	34.5	193	26.71	7.46	0.75	14.9
62	36.92	8.89	0.83	27.2	203	25.97	7.46	0.75	14.5
72	44.18	8.89	0.83	32.6	213	25.89	7.46	0.75	14.5
82	41.68	8.89	0.83	30.8	223	21.27	7.46	0.75	11.9
92	37.37	8.89	0.83	27.6	233	20.41	7.46	0.75	11.4
103	32.25	8.89	0.83	23.8	243	20.55	7.46	0.75	11.5
113	38.79	8.89	0.83	28.6	253	25.41	7.46	0.75	14.2
123	29.74	8.89	0.83	21.9	263	28.44	7.46	0.75	15.9
133	21.25	8.89	0.83	15.7	273	27.67	7.46	0.75	15.5

续表

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
283	29.70	7.46	0.75	16.6	603	27.05	6.01	0.86	14.0
293	27.82	7.46	0.75	15.6	613	26.82	6.01	0.86	13.8
305	27.82	7.46	0.75	15.6	623	26.86	6.01	0.86	13.9
313	27.82	7.46	0.75	15.6	633	19.21	6.01	0.86	9.9
323	31.43	7.46	0.75	17.6	643	22.52	6.01	0.86	11.6
333	27.58	7.46	0.75	15.4	653	17.18	6.01	0.86	8.9
343	26.45	7.46	0.75	14.8	663	16.39	6.01	0.86	8.5
353	26.09	7.46	0.75	14.6	673	15.40	6.01	0.86	8.0
363	25.89	7.46	0.75	14.5	683	15.06	6.01	0.86	7.8
373	25.29	7.46	0.75	14.2	693	15.12	6.01	0.86	7.8
383	26.62	7.46	0.75	14.9	703	17.04	6.01	0.86	8.8
393	25.65	7.46	0.75	14.4	713	22.96	6.01	0.86	11.9
403	27.58	7.46	0.75	15.4	723	29.26	6.01	0.86	15.1
413	26.37	3.90	0.76	7.8	733	27.96	6.01	0.86	14.5
423	27.24	4.07	0.83	9.2	743	27.29	6.01	0.86	14.1
433	25.41	4.07	0.83	8.6	753	22.48	6.01	0.86	11.6
443	24.79	4.07	0.83	8.4	763	23.20	6.01	0.86	12.0
453	27.34	4.07	0.83	9.2	766	23.01	6.01	0.86	11.9
463	30.27	4.07	0.80	9.9	773	22.04	6.01	0.86	11.4
473	31.19	1.60	0.80	4.0	783	21.54	6.01	0.86	11.1
483	32.15	1.60	0.80	4.1	793	21.51	6.01	0.86	11.1
493	30.51	1.60	0.80	3.9	803	21.56	6.01	0.86	11.1
503	31.72	1.60	0.80	4.1	813	21.90	6.01	0.86	11.3
513	33.98	1.60	0.80	4.4	823	21.80	6.01	0.86	11.3
523	34.07	1.60	0.80	4.4	833	20.60	6.01	0.86	10.7
533	36.48	1.60	0.80	4.7	843	24.21	7.27	0.89	15.7
543	32.15	4.98	0.88	14.1	853	20.94	7.27	0.89	13.6
553	27.72	4.98	0.80	10.8	863	19.16	7.27	0.89	12.4
563	29.26	4.98	0.88	12.8	873	18.67	7.27	0.89	12.1
573	38.53	5.70	0.88	19.3	883	17.67	7.27	0.89	11.4
583	32.78	5.70	0.88	16.4	893	21.56	7.27	0.89	14.0
593	29.12	5.70	0.88	14.6	903	22.28	9.03	0.89	17.9

续表

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
913	22.52	9.03	0.89	18.1	943	27.82	9.03	0.89	22.4
923	26.37	9.03	0.89	21.2	954	30.08	9.03	0.89	24.2
933	27.05	9.03	0.89	21.7	961	28.78	9.03	0.89	23.1
SO49-12KL 岩芯									
1	30.4				460	22.7			
10	29.5				490	28.7			
21	34.7				510	27.2			
41	39.5				525	30.4			
61	37.5				555	32.3			
81	44.9				580	59.2			
101	39.0				595	29.4			
119	44.0				619	32.8			
130	37.4				640	25.1			
160	34.8				670	28.7			
175	32.3				690	40.8			
190	32.9				715	36.8			
210	31.8				725	39.9			
230	33.3				745	39.1			
250	35.9				765	42.3			
270	39.9				785	38.2			
320	35.0				805	40.1			
345	27.4				825	40.6			
370	36.1				845	40.8			
400	36.1				865	35.7			
425	34.4				885	39.3			
445	29.7				905	26.4			
SO49-41KL 岩芯									
19	30.3				30	33.6			
20.5	31.1				33	34.0			
22.5	32.4				36	30.5			
25	31.5				39	30.2			
27.5	34.5				41	30.1			

续表

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
45	18.7	浊积层			505	22.4			
65	18.3	浊积层			525	19.1			
69	21.0				545	17.3			
73	21.7				560	17.9			
76	21.3				565	18.0			
79	21.3				570	18.8			
82	21.2				575	19.0			
85	19.1				580	18.3			
87	20.1				585	17.8			
90	19.6				590	17.6			
93	19.6				592	17.9			
96	19.3				594	17.8			
105	18.6				595	17.4			
125	18.9				596	17.5			
145	18.7				597	17.6			
165	17.9				598	20.4			
185	17.5				599	17.1			
205	15.1				600	16.9			
225	15.9				601	20.2			
245	14.8				602	19.3			
265	13.8				603	19.5			
285	11.6				604	13.3			
305	9.5				605	10.7			
325	8.2				606	10.3			
345	9.0				607	10.3			
365	10.8				608	10.9			
385	12.4				609	10.9			
405	10.2				610	11.1			
425	14.6				612	10.9			
445	15.6				614	11.2			
465	14.9				616	10.9			
485	21.8				620	11.4			

续表

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
625	11.8				670	12.3			
630	11.4				685	13.0			
635	11.7				707	11.5			
640	11.2				725	10.5			
645	11.5				745	10.1			
650	12.1				765	9.3			
655	11.7				785	9.3			
660	11.6				805	11.0			
665	12.1				825	11.4			
V36-3 岩芯									
0	19.3				440	9.05			
20	22.8				460	19.50			
40	19.63				480	14.88			
60	21.65				500	16.00			
80	23.50				520	17.50			
100	19.38				540	21.38			
120	16.00				560	21.13			
140	12.25				580	24.00			
160	11.75				600	19.50			
180	11.88				620	19.33			
200	12.38				640	17.83			
220	12.25				660	16.17			
240	12.00				680	11.68			
260	12.88				700	7.50			
280	13.25				720	8.83			
300	11.50				740	8.67			
320	11.00				760	5.50			
340	13.25				780	11.83			
360	13.88				800	11.00			
380	11.13				820	16.83			
400	12.38				840	20.67			
420	12.63				860	13.83			

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
880	11.00				1060	14.00			
900	13.87				1080	11.67			
920	16.83				1100	19.17			
940	16.97				1120	25.33			
960	20.00				1140	21.33			
980	22.67				1160	20.83			
1000	20.00				1180	19.83			
1020	16.50				1200	19.50			
1040	15.67				1215	18.85			
8335 岩芯									
0~2.5	2.43				115~117.5	2.82			
5~7.5	2.91				120~122.5	2.99			
10~12.5	2.92				130~132.5	2.92			
15~17.5	3.91				135~137.5	2.92			
20~22.5	2.93				140~142.5	2.35			
25~27.5	3.89				145~147.5	1.95			
30~32.5	5.37				150~152.5	2.93			
35~37.5	7.77				155~157.5	3.41			
40~42.5	2.45				160~162.5	2.69			
45~47.5	2.43				165~167.5	2.93			
52.5~55	1.46				170~172.5	2.52			
60~62.5	3.42				175~177.5	2.81			
65~67.5	3.91				180~182.5	3.39			
70~72.5	7.33				185~187.5	3.16			
75~77.5	5.87				190~192.5	2.43			
80~82.5	9.98				195~197.5	2.19			
85~87.5	3.40				200~202.5	3.16			
90~92.5	7.26				205~207.5	3.89			
95~97.5	8.68				210~212.5	2.90			
100~102.5	3.41				215~217.5	2.44			
105~107.5	4.15				220~222.5	2.53			
110~112.5	2.93				225~227.5	1.94			

续表

岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度 (cm)	$CaCO_3$ (%)	沉积速率 (cm/ka)	干密度 (g/cm^3)	$CaCO_3$ 通量 [$g/(m^2 \cdot a)$]
230~232.5	2.69				315~317.5	3.74			
235~237.5	2.51				320~322.5	3.47			
240~242.5	1.95				325~327.5	3.27			
250~252.5	5.78				330~332.5	3.48			
255~257.5	5.27				335~337.5	4.17			
260~262.5	7.27				340~342.5	3.96			
265~267.5	6.60				345~347.5	3.49			
270~272.5	4.37				350~352.5	3.94			
275~277.5	5.31				355~357.5	4.42			
280~282.5	5.74				360~362.5	6.24			
285~287.5	5.76				365~367.5	3.50			
290~292.5	5.28				370~372.5	3.72			
295~297.5	3.94				375~377.5	3.50			
300~302.5	4.41				380~382.5	4.17			
305~307.5	6.72				385~387.5	3.51			
310~312.5	3.95				390~392.5	3.40			
SO49-14KL岩芯									
0~5	11.4	3.98	0.50	2.3	74	14.1	17.66	0.49	12.2
10~15	8.8	3.98	0.50	1.8	78	11.7	17.66	0.45	9.3
21.5	18.5	滑坡层			80	9.9	17.66	0.45	7.9
23	8.3	滑坡层			84	5.8	17.66	0.45	4.6
26	8.3	滑坡层			88	7.0	17.66	0.48	5.9
40	14.6	滑坡层			90	6.6	17.66	0.48	5.6
44	18.1	3.98	0.49	3.5	115	7.6	17.66	0.47	6.3
48	20.2	3.98	0.49	3.9	130	6.4	17.66	0.49	5.5
50	19.1	3.98	0.49	3.7	150	7.4	17.66	0.46	6.0
54	21.3	3.98	0.49	4.2	170	7.4	17.66	0.50	6.5
58	18.3	3.98	0.50	3.6	190	6.1	17.66	0.47	5.1
60	14.8	3.98	0.50	3.0	210	7.4	17.66	0.49	6.4
64	20.6	3.98	0.50	4.1	230	7.5	17.66	0.54	6.6
68	11.9	17.66	0.49	10.3	250	12.3	浊积层		
70	12.5	17.66	0.49	10.8	270	8.6	17.66	0.54	8.2

续表

岩芯深度(cm)	$CaCO_3$(%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$通量[$g/(m^2 \cdot a)$]	岩芯深度(cm)	$CaCO_3$(%)	沉积速率(cm/ka)	干密度(g/cm^3)	$CaCO_3$通量[$g/(m^2 \cdot a)$]
290	6.4	17.66	0.54	6.1	834～875	36.1	浊积层		
310	4.8	8.32	0.51	2.0	877	5.1	11.84	0.67	4.1
330	5.4	8.32	0.58	2.6	890	5.7	6.03	0.62	2.1
350	8.5	8.32	0.48	3.4	900	8.0	6.03	0.62	3.0
370	9.9	8.32	0.49	4.0	910	8.9	6.03	0.63	3.4
390	13.5	8.32	0.48	5.4	925	5.5	6.03	0.62	2.1
410	15.9	8.32	0.50	6.6	940	5.4	6.03	0.67	2.2
427	9.6	8.32	0.51	4.1	960	3.9	6.03	0.65	1.5
450	8.8	8.32	0.51	3.7	980	4.3	6.03	0.66	1.7
470	10.2	8.32	0.53	4.5	995	2.1	6.03	0.60	0.8
490	14.5	8.32	0.55	6.6	1010	4.5	6.03	0.64	1.7
510	12.6	8.32	0.56	5.9	1025	2.9	6.03	0.64	1.1
530	15.4	8.32	0.60	7.7	1040	8.1	6.03	0.63	3.1
560	19.9	8.32	0.57	9.4	1082	4.1	6.03	0.65	1.6
575	25.0	8.32	0.57	11.9	1100	6.2	6.03	0.66	2.5
590	13.4	8.32	0.51	5.7	1115	5.8	6.03	0.68	2.4
610	15.8	8.32	0.61	8.0	1130	7.4	6.03	0.67	3.0
630	10.4	8.32	0.54	4.7	1150	4.4	6.03	0.66	1.8
656	8.4	11.84	0.56	5.6	1170	1.7	6.03	0.66	0.7
670	6.2	11.84	0.57	4.2	1190	4.2	6.03	0.68	1.7
690	4.5	11.84	0.58	3.1	1210	1.4	6.03	0.69	0.6
715	3.7	11.84	0.69	3.0	1224	11.4	浊积层		
730	1.3	11.84	0.59	0.9	1246	11.4	6.03	0.65	4.5
750	1.5	11.84	0.69	1.2	1260	14.1	6.30	0.65	5.5
770	5.2	11.84	0.68	4.2	1270	19.2	6.03	0.60	6.9
790	1.9	11.84	0.74	1.7	1280	20.1	6.03	0.61	7.4
810	4.1	11.84	0.65	3.2	1295	11.0	6.03	0.61	4.1
825	8.0	浊积层			1308	11.6	6.03	0.59	4.1

这些结果说明氧同位素第 6 期陆源物质对碳酸钙的稀释作用强度与 74ka 至 4.24 亚期时相近或略大于 74ka 至 4.24 亚期时。其最大的非碳酸钙物质的通量与晚更新世以来第一次高陆源物质注入时期相当或略大。

从原理上说计算的碳酸钙通量(表 3-2)是去除陆源物质稀释作用以后的实际碳酸钙

的堆积速率(MAR),在溶跃面以浅反映的是碳酸钙质生物生产力的变化,在溶跃面以深反映的是溶解作用或保存程度的变化。图 3-5a 为 SO49-37KL 岩芯(水深 2004m)的碳酸钙通量变化曲线,该岩芯主要反映了碳酸钙生物生产力的变化,从图 3-5a 可以看出,在最末一次冰消作用时($\delta^{18}O$ 的 1、2 期界限)出现了较高的碳酸钙通量,在 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限(SB6.0 事件附近)到 $\delta^{18}O$ 的 5.5 期也出现了高的碳酸钙通量。氧同位素的第 6 期记录了明显高的碳酸钙通量,除此之外,高的碳酸钙通量分别发生在 $\delta^{18}O$ 的 5.1 亚期上界(结束)至约 5.0 期、55ka 至 $\delta^{18}O$ 的 3.13 底界(开始,约 44.4ka)和约 19ka 时,其他时代记录了相对较低的碳酸钙通量。SO49-5SL 岩芯(水深 901m)分别记录了末次冰消作用($\delta^{18}O$的 1、2 期界限)和 SB3.0 事件附近高的碳酸钙通量(图 3-5b)。SO49-8KL 岩芯(水深 1040m)的碳酸钙通量(图 3-5c)在氧同位素第 2 期记录了明显高于其他期的值,该期的高碳酸钙通量并不是反映了异常高的碳酸钙质生物生产力,而是由于底层流的簸筛作用形成的有孔虫砂和粉砂分选层所致,通过该岩芯的碳酸钙百分含量曲线(图 2-15)和 SO49-12KL 岩芯的碳酸钙百分含量曲线(图 2-16)也可看出,在氧同位素的第 2 期都记录了高于其他各期的碳酸钙百分含量,这也主要是由于有孔虫砂和粉砂分选层造成的,并不是"太平洋型"碳酸钙百分含量的反映。所以在区分碳酸钙百分含量的"太平洋型"和"大西洋型"旋回时,对沉积岩芯岩性的甄别很重要。SO49-8KL 岩芯除记录了氧同位素 5、6 期界限至 5.5 期高的碳酸钙通量外,也在氧同位素的第 6 期和第 3 期记录了较全新世、氧同位素 5.5 期以后至第 4 期时要高的碳酸钙通量。

晚第四纪以来南海深水岩芯所反映的碳酸钙保存程度和溶解作用如何?晚第四纪以来南海的 CLD、CCrD 和 CCD 是如何变化的呢?

首先探讨晚第四纪以来南海的碳酸钙保存程度和溶解作用。SO49-14KL 岩芯(水深 3634m,位于南海的 CCrD 界面附近)已经进行了仔细的滑坡沉积和浊流沉积的甄别,经过滑坡沉积和浊流沉积甄别后的碳酸钙百分含量变化曲线(图 3-6a)在旋回变化上除氧同位素的第 2 期外,都基本上反映了"太平洋型"碳酸钙旋回,即在氧同位素的第 5 期(除 SB6.0 事件附近短暂的高含量值外)和第 4 期都记录了明显的碳酸钙低含量,氧同位素的第 3 期记录了高的碳酸钙百分含量(与"太平洋型"旋回出现的第 3 期较第 2 期要高的碳酸钙含量一致),在 SB2.0 事件和 SB6.0 事件附近记录了碳酸钙高含量。特别是 SB2.0 事件附近的末次冰消作用时的良好保存峰很明显。碳酸钙通量计算(表 3-2、图 3-6)也表明具有明显高的碳酸钙通量,下面首先通过碳酸钙的百分含量来探讨末次冰消作用时的碳酸钙良好保存峰。

Berger(1970,1977,1979)首先发现了最末一次冰消作用时碳酸钙的良好保存,命名为碳酸钙的"保存峰",该"保存峰"在太平洋和大西洋被广泛记录,随后 Peterson 等(1985)在印度洋也发现了该事件。南海也记录到了这一碳酸钙的良好"保存峰",并且自浅水岩芯到深水岩芯(即自中层水团到深层水团)的至少 4095m 处(8355 岩芯,13°30.2′N,116°00.1′E,水深 4095m,表 3-2、图 3-6b)都有记录。浅水岩芯(CLD 以浅)的碳酸钙高的通量反映了高碳酸钙质生产力,而位于补偿深度带(即转折带)的碳酸钙良好保存则反映了溶解作用减弱。溶解作用的减弱可以在 CCrD(或 CCD)和 CLD 波动上得以记录,从按照水深由浅至深岩芯 SB2.0 事件的碳酸钙百分含量统计(表 3-3)可以发现 CCrD 由现代的 3500m 水深变深至 4095m 水深(8355 岩芯,SB2.0 时的碳酸钙含量为 10%),CCrD 变

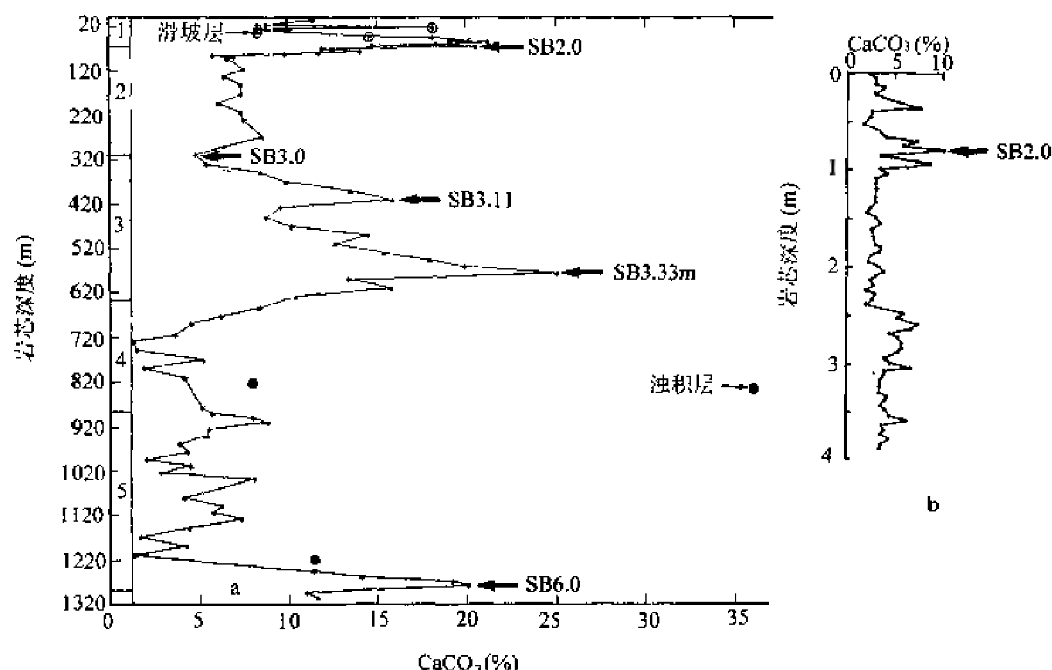


图 3-6　南海 CCrD 以深岩芯的碳酸钙百分含量曲线

a. SO49-14KL 岩芯，水深为 3634m；b. 8355 岩芯，水深为 4095m。图中数字代表氧同位素期；SB 后数字代表碳酸钙地层学事件

Fig. 3-6　$CaCO_3$ percentage curves of cores below CCrD in the South China Sea

a. SO49-14KL, water depth = 3634m; b. 8355, water depth = 4095m. Numbers denote oxygen isotope stages. Numbers behind SB denote $CaCO_3$ stratigraphic events

深的幅度为 595m(4095～3500m)。

利用碳酸钙为 10％的 CCrD 界面在研究 CCrD 的波动时，在边缘海区要充分考虑到陆源物质的稀释作用，前述研究已经表明强的陆源物质稀释主要发生在由间冰期向冰期过渡时和冰期低海面时，例如在 SO49-41KL 岩芯(水深 2120m)的 SB5.0 时的碳酸钙含量为 8.2％，这并不意味着 CCrD 已抬升至 2120m 以浅，因为其中含有晚更新世以来第一次明显的陆源物质稀释作用。因为在溶跃面以深的碳酸钙跃迁带(特别是 CCrD 附近)碳酸钙的质量堆积速率(MAR)记录了碳酸钙溶解作用的强弱。通过计算的 SO49-14KL 岩芯的碳酸钙堆积速率(图 3-8)可以看出，在末次冰消作用时(SB2.0 时)记录了良好的碳酸钙保存峰(高的质量堆积速率)，说明当时的溶解作用减弱；又因为 SO49-14KL 岩芯位于现代南海的 CCrD 深度附近，其岩芯表层的碳酸钙百分含量为 11.4％，而末次冰消作用时(SB2.0 时)的碳酸钙百分含量高达 20.6％，也就是说末次冰消作用时(SB2.0 时)的高碳酸钙百分含量与高的质量堆积速率(图 3-8)是一致的，所以 8355 站末次冰消作用时(SB2.0 时)高的碳酸钙百分含量(10％)记录了 CCrD 的变深。表 3-3 选取了自 2004m 以深 11 个岩芯 SB2.0 时的碳酸钙百分含量，这是同一等时面(约 12ka 时)的碳酸钙百分含量记录，可用于探讨 SB2.0 时的 CLD 波动。从 SB2.0 时的碳酸钙百分含量统计(表 3-3)可以发现 CCrD 由现代的 3500m 水深变深至 4095m 水深，CCrD 变深的幅度为 595m (4095m～3500m)。那么在 SB2.0 事件时 CLD 是否也发生了变化呢？由表 3-3 SB2.0 时 11 个岩芯(G73 岩芯，19°00.0′N，115°59.8′E；8324 岩芯，18°00.1′N，113°59.7′E；8315 岩芯，19°30.1′N，118°00.4′E；其他岩芯的经纬度见表1-2)的线性回归可以获得CLD的波

动状况。线性回归分两组水深进行,第一组为水深2695~4095m的9个岩芯,回归方程为 Y(水深)=4993.15-77.37X(碳酸钙),$r=-0.90$;第二组为水深2004~2970m的5个岩芯,回归方程为 Y(碳酸钙)=39.84-0.0049X(水深),$r=-0.72$。两组回归线的交点约为3488m水深(图3-7),该交点为SB2.0时的CLD面,与现代相比略有下降,说明SB2.0时的CLD没有随着CCrD的变深而明显变深。

表3-3 SB2.0事件时(约12ka)南海沉积岩芯中的碳酸钙百分含量和岩芯的水深

Table 3-3 $CaCO_3$ percentages of SB2.0 calcium carbonate event (approx. 12ka B.P.) and water depth of the cores in the South China Sea

岩 芯	水 深(m)	SB2.0事件 $CaCO_3$(%)	岩芯深度(cm)
SO49-37KL	2004	29.0	73
SO49-41KL	2120	30.1	41
SO50-37KL	2695	29.5	98
V36-3	2809	23.5	80
G73	2970	25.21	83
8324	3242	23.4	137.5
8315	3427	19.23	143
SO49-14KL	3634	20.6	64
SO50-29KL	3766	20.5	98
V36-1	3821	15.2	83
8355	4095	10.0	81

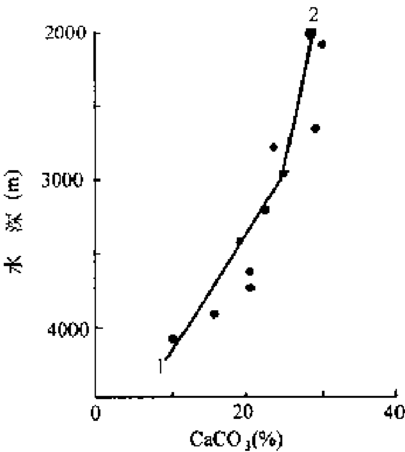


图3-7 南海末次冰消作用(约12ka)时碳酸钙百分含量与水深的线性回归

1代表2695~4095m水深,$n=9$,$r=-0.90$;2代表2004~2970m,$n=5$,$r=-0.72$

Fig. 3-7 Linear regressions of $CaCO_3$ contents and water depth during last deglaciation (approx. 12ka B.P.) in the South China Sea

1 denotes the range of water depth between 2695~4095m, $n=9$, $r=-0.90$; 2 denotes the range of water depth between 2004~2970m, $n=5$, $r=-0.72$

对位于碳酸钙补偿深度带的深水岩芯而言计算的碳酸钙通量(质量堆积速率,MAR)是去除陆源物质的稀释作用后实际的碳酸钙溶解作用和保存程度的反映,图3-8a(数据见表3-2)为计算的SO49-14KL岩芯的碳酸钙MAR曲线,可见末次冰消作用时记录了碳酸钙良好保存峰,而晚更新世的开始时($\delta^{18}O$的5、6期界限,即SB6.0事件附近)也记录了

碳酸钙的较高通量，除氧同位素的2、3期界限附近外，整个氧同位素的第2期和第3期都记录了高的通量，说明在上述时期碳酸钙溶解作用减弱，保存程度加强。除上述时代外，在氧同位素的第5期(约124ka以后)、第4期、3与2期界限附近和第1期都记录了低的碳酸钙通量，说明在上述时期溶解作用加强，最低的碳酸钙通量记录在氧同位素的第5期(约124ka以后)和第4期，表明当时具有最强的溶解作用。

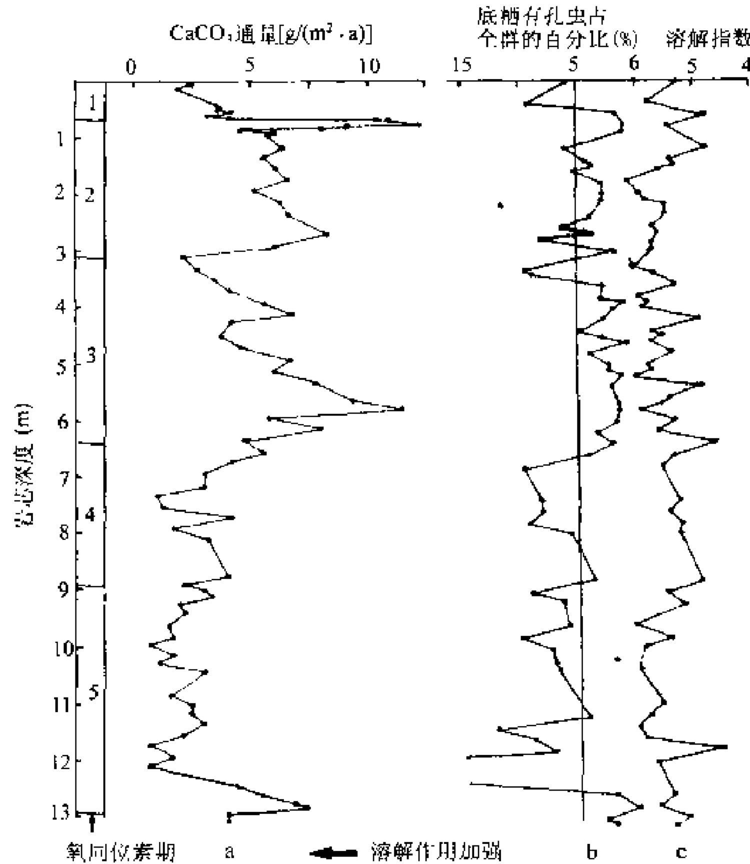


图3-8 南海SO49-14KL岩芯的碳酸钙通量(a)、底栖有孔虫占全群的百分比(b)和有孔虫溶解指数(c)
Fig.3-8 $CaCO_3$ mass accumulation rates(a), percentages of benthic foraminifera in total foraminifera assemblages(b) and foraminiferal dissolution index(c) from core SO49-14KL in the South China Sea

碳酸钙通量所反映的溶解作用程度应能在浮游有孔虫溶解指数和底栖有孔虫占全群有孔虫含量方面有所体现，为了检验和佐证，下面首先探讨浮游有孔虫的溶解指数。

浮游有孔虫的溶解程度在不同种属间存在着较大差别，抗溶程度低的种如 *Hastigerina pelagica* 和 *Globigerina rubescens* 等很容易遭到溶蚀，而像 *Globorotalia menardii* 和 *G. inflata* 等抗溶程度最高，在CCrD界面附近还会有较多的保存。浮游有孔虫溶解指数指示溶解作用程度方面的不足之处是容易受到冷水种和暖水种的影响，这是因为冷水种常较大量的出现在冰期时，而暖水种则在间冰期时出现较高的丰度。浮游有孔虫的溶解指数是用下式来定义的：

$$FDX = \Sigma(PiRi)/\Sigma Pi$$

FDX代表溶解指数，Pi为浮游有孔虫种i的百分比，Ri代表抗溶等级，SO49-14KL岩芯采用了1～7级的浮游有孔虫抗溶等级标准，溶解指数越大表示的溶解作用越强，越小

则表示好的保存程度。SO49-14KL岩芯的浮游有孔虫溶解指数(中国-德国南海地球科学

表 3-4 SO49-14KL 岩芯中底栖有孔虫占全群的百分比和浮游有孔虫的溶解指数

Table 3-4 Percentages of benthic foraminifera in total foraminifera and foraminiferal dissolution index from core SO49-14KL

岩芯深度 (cm)	底栖有孔虫占全群百分比 (%)	浮游有孔虫溶解指数	岩芯深度 (cm)	底栖有孔虫占全群百分比 (%)	浮游有孔虫溶解指数
3	5.8	5.24	453	3.0	5.56
23(滑坡层)	6.5	5.30	463	0.7	5.75
33(滑坡层)	15.0	6.03	483	3.8	5.40
43	9.4	5.81	503	2.4	5.79
63	1.7	4.79	513	2.3	5.76
83	1.0	5.46	523	1.4	6.08
93	1.1	5.34	543	2.0	4.92
103(浊积层)	3.3	5.41	563	1.8	5.49
123	6.1	4.77	573	1.5	5.57
143	4.5	5.45	583	1.4	5.96
153	3.8	5.38	603	1.8	5.37
163	5.4	5.60	623	3.5	5.67
183	3.0	6.12	643	2.2	4.65
203	2.9	5.98	663	4.4	5.35
213	3.0	5.80	683	9.7	5.55
223	11.7	5.49	703(浊积层)	6.9	4.72
243	3.9	5.50	723(浊积层)	14.4	5.18
263	6.4	5.71	743	8.3	5.30
273	4.1	5.65	763	8.3	5.46
283	8.4	5.75	783	9.4	5.24
303	2.1	5.75	803	5.6	5.27
323(浊积层)	10.7	5.16	823(浊积层)	7.5	5.58
333	9.6	6.04	843(浊积层)	6.5	5.11
343	8.7	5.69	863(浊积层)	6.3	6.33
363	2.8	5.32	883	4.0	4.92
383	3.0	5.97	903	9.2	5.55
393	1.0	5.76	923	6.7	5.23
403	1.9	5.88	943(浊积层)	7.8	5.47
423	2.9	4.91	963	6.1	6.11
443	4.8	5.70	983	10.2	5.43

续表

岩芯深度(cm)	底栖有孔虫占全群百分比(%)	浮游有孔虫溶解指数	岩芯深度(cm)	底栖有孔虫占全群百分比(%)	浮游有孔虫溶解指数
1003	7.5	5.93	1183	7.3	4.59
1023	1.9	3.84	1203	33.3	5.71
1043	6.9	6.05	1223(浊积层)	2.2	4.91
1063(浊积层)	7.6	4.81	1243(浊积层)	2.9	6.01
1083(浊积层)	14.0	6.28	1263	2.3	5.45
1103	19.6	5.62	1283	0	5.77
1123	4.5	5.91	1303	3.0	5.28
1143	12.4	6.03	1313	2.3	5.42
1163	9.3	5.94			

合作研究时,由同济大学微古室协助分析)列于表 3-4,因为滑坡和浊积层同样会干扰溶解指数,故作图时全部去除了滑坡和浊积层(图 3-8c),从图 3-8c 可以看出,碳酸钙良好保存的 SB2.0、SB6.0 事件和氧同位素第 3 期时出现了低的溶解指数,与实际溶解作用程度相符,强烈溶解作用的第 5 期(124ka 以后)也记录了高的溶解指数,与实际相符,但是在氧同位素的第 4 期和自第 2 期的开始至约 17ka(冷期)与碳酸钙通量没有很好的对应关系,可能受到了浮游有孔虫环境组合种的影响。

由于底栖有孔虫的抗溶程度很高,而浮游有孔虫与底栖有孔虫相比抗溶程度要低,所以底栖有孔虫占全群的百分比就成为一个指示溶解作用程度的指标,底栖有孔虫占全群的百分比高则指示强的溶解作用,相反,则意味着好的保存。SO49-14KL 岩芯底栖有孔虫占全群的百分比(中国-德国南海地球科学合作研究时,由同济大学微古室协助分析)列于表 3-4,作图时也去除了滑坡和浊积层。从图 3-8b 可以清楚地看出,高碳酸钙通量都对应着反映保存程度好的底栖有孔虫占全群的低百分比,相反低碳酸钙通量则对应着反映溶解作用强的底栖有孔虫占全群的高百分比。

以上对比检验的结果表明,在碳酸钙的补偿深度带,底栖有孔虫占全群的百分比在指示溶解作用方面,要优于浮游有孔虫的溶解指数。

Farrell 等(1989)在确定中赤道太平洋区地质历史上的 CCrD 和 CCD 波动时是分别取 10%和小于 2%～5%的碳酸钙含量来确定其 CCrD 和 CCD 波动的,在中赤道太平洋区,由于陆源物质的影响作用很小,所以仅利用碳酸钙的百分含量是可行的。在南海这种原则不能完全适用,例如在 SO49-14KL 岩芯中,在 $\delta^{18}O$ 的第 5 期和第 4 期出现了小于 5%的碳酸钙含量,由于不同地质历史时期陆源物质稀释作用的差别,所以不能由此判定当时南海与现代相当的小于 5%的碳酸钙面已上升至 3634m 水深处。但是该岩芯碳酸钙的 MAR 记录提供了当时存在强溶解作用的可靠证据,这对随后的详细碳循环讨论是重要的。

Thunell 等(1992)对南海南部几个短柱状岩芯的研究表明在 3500m 水深以深记录了氧同位素第 2 期碳酸钙高百分含量,认为属于太平洋旋回;但是在南海北部的所有岩芯中(除含有孔虫砂和粉砂分选层的岩芯)的碳酸钙百分含量都没有记录到明显的氧同位素第

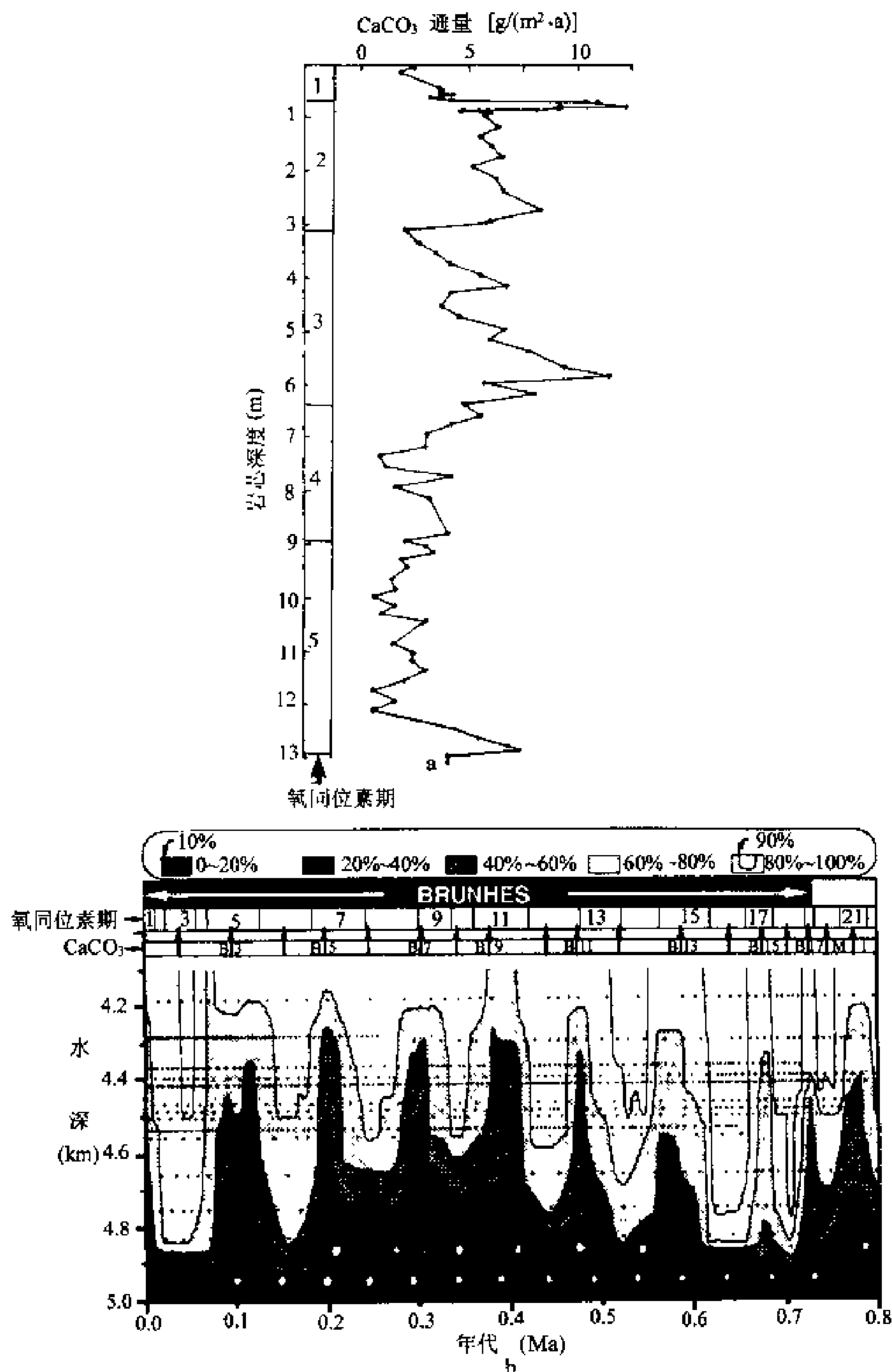


图 3-9 南海 SO49-14KL 岩芯的碳酸钙通量与中赤道太平洋随水深变化的碳酸钙百分含量对比

a 代表 SO49-14KL 岩芯，b 代表中赤道太平洋；图中数字代表氧同位素期

Fig.3-9 Comparison between $CaCO_3$ mass accumulation rates of core SO49-14KL in the South China Sea and bathymetric variation in $CaCO_3$ percentages through time in central equatorial Pacific Ocean

a denotes core SO49-14KL of the South China Sea; b denotes central equatorial Pacific Ocean. Numbers denote oxygen isotope stages

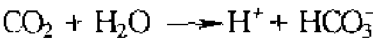
2 期高于间冰期的值，所以根据碳酸钙的百分含量难以肯定属“太平洋型”旋回。SO49-14KL 岩芯碳酸钙的 MAR 记录确证自晚更新世以来在南海的 CCrD 深度以深与太平洋的溶解旋回完全一致，可以与 Farrell 等(1989)根据中赤道太平洋区 16 个岩芯合成的碳

酸钙百分含量旋回变化有着很好对应(图 3-9),因为中太平洋区的陆源物质稀释作用很弱,所以其碳酸钙百分含量就直接记录了溶解作用和保存程度。

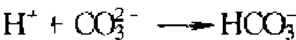
综合上述结果,可以对晚第四纪以来南海的碳循环进行研究。与大西洋和太平洋相比,现代南海的 CLD 和 CCrD 的研究表明具有明显浅的深度,现代大西洋具有最深的 CLD、CCrD 和 CCD,例如北大西洋的 CLD 约为 4800m,CCD 约为 5500m(Kennett,1982);太平洋具有浅的 CLD、CCrD 和 CCD,例如在中赤道太平洋海区,CLD 约为 4000m,CCrD 约为 4900m,CCD 约为 5000m。这种大洋间的差别,主要与深水团的水化学条件有关,即与 CO_3^{2-} 和 CO_2 含量有关,在高 CO_3^{2-} 低 CO_2 的北大西洋深层水区通常出现最深的 CLD、CCrD 和 CCD,而在低 CO_3^{2-} 和高 CO_2 的太平洋区通常出现浅的 CLD、CCrD 和 CCD。那么是何种原因造成了现代南海的 CLD 和 CCrD 较大洋区要浅呢?其主要原因是化学、老的水团和生物生产力因素造成的。化学因素主要是海水中的碳酸钙饱和度,例如中赤道太平洋区海水中碳酸钙(方解石)的饱和与未饱和的界面约为 3500m 水深,而南海为 1700m 水深。为了探讨饱和度与溶解作用和保存程度的关系,首先看饱和度的定义,饱和度的定义为:

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]_{实测}}{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]_{饱和}}$$

而影响 CO_3^{2-} 的因素为海水中的 CO_2,可以写出以下反应式:



$$CO_2 + H_2O \longrightarrow H^+ + HCO_3^-$$



$$H^+ + CO_3^{2-} \longrightarrow HCO_3^-$$

由以上两个反应式可见,当 CO_2 含量高时,会产生较多的 H^+,而较多的 H^+ 会结合多的 CO_3^{2-},此时 CO_3^{2-} 则降低,反之亦然。综合上述两式,可以写出下面的综合式:



$$CO_2 + H_2O + CO_3^{2-} \longrightarrow 2HCO_3^-$$

可见海水中的 CO_3^{2-} 主要取决于海水中的溶解 CO_2,当海水中的 CO_2 含量高时,会结合越多 CO_3^{2-},这样实测的 CO_3^{2-} 就较低,Ω 值变小,未饱和的程度增加,饱和与未饱和的界面变浅,反之则会出现相反的变化。上述关系表明当 CO_3^{2-} 减小时,CO_2 含量增加,这时则溶解碳酸钙的作用加强,主要取决于反应式 $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2HCO_3^- + Ca^{2+}$。根据实测的南海北部和南部海水中的总 CO_2(中国科学院南沙综合科学考察队,1989)和太平洋及大西洋区的对比(表 3-5),可以看出,南海深层水的 CO_3^{2-} 具最低值,其次为太平

表 3-5 现代南海深层水的 CO_2、CO_3^{2-}、HCO_3^-、ΣCO_2 和总碱度与太平洋和大西洋深层水的对比

Table 3-5 The comparison of CO_2、CO_3^{2-}、HCO_3^-、ΣCO_2 and total alkalinity among the South China Sea, Pacific Ocean and Atlantic Ocean in the deep waters

类型		CO_2	HCO_3^-	CO_3^{2-}	ΣCO_2	总碱度
南沙海区	表层水	0.007	1.56	0.244	1.81	2.17
	深层水	0.037	2.33	0.086	2.45	2.52
南海东北部海区	表层水	0.01	1.72	0.26	1.99	2.34
	深层水	0.04	2.34	0.08	2.46	2.53
太平洋	深层水	0.02	2.35	0.10	2.47	2.55
大西洋	深层水	0.015	2.10	0.15	2.26	2.40

洋深层水，而大西洋深层水具较高值；CO_2 含量为南海深层水具最高值，其次为太平洋深层水，最低值为大西洋深层水。所以南海深层水中的低 CO_3^{2-} 浓度、高 CO_2 含量和浅的饱和-未饱和面使得南海深层水溶解碳酸钙的作用加强，从而导致了现代南海的 CLD 和 CCrD 较太平洋区和大西洋要浅。

是何种原因造成了现代南海的深层水具有较高的 CO_2 含量呢？主要原因为：①水团因素。北大西洋深层水（NADW）是年轻的水团，含有最低的 CO_2，NADW 向南大洋输送，然后进入太平洋，在输送过程中由于有机碳的降解，CO_2 含量逐渐增加，所以北太平洋深层水（NPDW）具有明显较 NADW 要高的 CO_2，而经西北太平洋进入南海的深层水具有更加老水的特点，这是由于 CO_2 含量随着运移路径的增加而增加。②生产力因素（不是指单纯的碳酸钙质生产力）。由于南海是边缘海，营养盐（PO_4 等）的供给要明显大于大洋区，高营养盐的供给使得生物生产力要高于大洋区，较高含量的有机质（碳）在向海底输送过程中发生降解，即光合作用的逆过程产生 CO_2（$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \longrightarrow 6CO_2 + 6H_2O$）。③底栖生物的呼吸作用。导致南海深层水较高 CO_2 含量的主要因素为前两者。

对影响现代南海的无机碳酸钙因素有了清楚的认识后，可对晚第四纪以来南海的碳循环进行探讨。

在氧同位素的第 2 期和第 3 期（不包括约 24ka 前后）、最末一次冰消作用和 SB6.0 事件（氧同位素的 6、5 期界限附近）南海 CCrD 以下的深层水岩芯记录了碳酸钙的良好保存，反映了碳酸钙补偿深度带的溶解作用减弱。所以在上述时期南海的深层水与现代相比具有高的 CO_3^{2-} 和低的 CO_2 含量，海水中的碳酸钙饱和度增加，此时的碳酸钙（方解石）饱和-未饱和面下降。

在氧同位素的第 5 期（124ka 以后）、第 4 期出现过明显较晚全新世（现代）要强的溶解作用，反映了此时的深层水具有低的 CO_3^{2-} 和高的 CO_2 含量，海水中的碳酸钙饱和度减小，此时的碳酸钙（方解石）饱和-未饱和面上升到小于或等于 1700m 水深。在氧同位素的 2、3 期界限附近也出现了较强的溶解作用，但其溶解作用程度与现代基本相同，所以当时海水的 CO_3^{2-}、CO_2、$CaCO_3$ 的饱和度和方解石饱和-未饱和面应与现代基本相同。

关于碳酸钙（方解石）过饱和-未饱和面（在南海为饱和-未饱和面）抬升和下降可以从最早提出的 Sillén 海洋（Sillén，1967）和 Harvey 海洋（Harvey，意指海洋混合，Berger，1977，在 Andersen等主编，1977）获得一些基本的解释，但是 Berger（1977，在Andersen等主编，1977）提出 Harvey 海洋时认为是生产力控制，而本书的研究则认为主要是由于水团和相应水化学条件改变造成的，因为地质历史上出现高的碳酸钙质生产力时并不总是发生强的溶解作用（对比图 3-5 和图 3-8）。图 3-10a 为 Sillén 海洋在没有海洋混和时的情况，碳酸钙的溶解度随着水深的增加而增加，这样，碳酸钙的溶解作用随着溶解度增加面增加，所以 Sillén 海洋（图 3-10a）能很好地解释为何随着水深的增加而溶解作用加强，图 3-10a 时的海洋自浅水至深水碳酸钙都是饱和的；图 3-10b 为海洋存在着混合作用（如上升流区或水体流通状况好的海区），由于垂向的混合，会使得海洋上层水与饱和线相比呈明显的过饱和，深层水呈明显的未饱和。图 3-10c 是在 Sillén 海洋和 Harvey 海洋基础上根据南海的实际数据（太平洋也具有相同的机理）发展的“水团”海洋，可用来很好地判别 CO_3^{2-} 浓度变化、饱和度、过饱和面-未饱和面升降、碳酸钙溶解作用（保存程度）和水团的关系。例如在氧同位素的第 5 期（124ka 以后）和第 4 期出现了强烈的溶解作用，表明深层水团含有低的 CO_3^{2-} 浓度，由于增加 CO_3^{2-} 的不足，

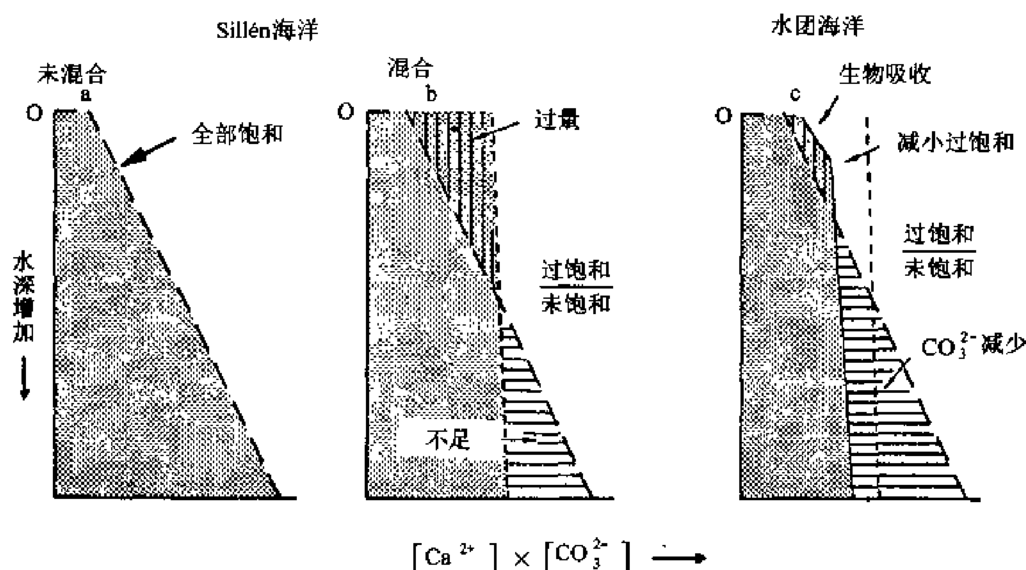


图 3-10 海水中碳酸钙饱和度的 Sillén 海洋和水团海洋模式

(Berger,见 Lipps et al.,1979)

Fig.3-10 The models of Sillén and watermass oceans in $CaCO_3$ saturation of sea water

(from Berger,in Lipps et al.,1979)

深层水的饱和度变小,未饱和的程度增加,此时的饱和-未饱和面变浅(图 3-10c),此时表层水的碳酸钙质生物吸收 CO_3^{2-},会适当影响表层水过饱和的程度,但对过饱和-未饱和面的抬升不起决定性的作用,例如在出现高碳酸钙质生产力的 6.0 期至 5.5 亚期和自约 55ka 至约 44.4ka 以及末次冰消作用时反而出现了弱的溶解作用,表明饱和-未饱和面下降。在冰期时(如典型的氧同位素第 2 期)远距离输送(随着路径距离的增加,CO_2 含量增加)的北大西洋深层水(NADW)未送入太平洋和南海,在南海的深层水也记录到了明显低养分水团(低 PO_4,高 CO_3^{2-})的混入,上述水团演化都会使得深层水的 CO_3^{2-} 增加(与碳酸钙通量所记录的冰期时的良好保存一致),从而导致图 3-10c 的过饱和-未饱和面下降,深层水的饱和度增大,未饱和的程度减小。

从地质历史上全球海洋尺度碳酸钙溶解与保存来看,大西洋在冰期时具强溶解作用,间冰期时具好的保存;太平洋的情况恰好相反。这种冰期和间冰期时大洋间差别主要与深水面的演化有关。间冰期时由于 NADW 具有低的 CO_2,所以导致大面洋的碳酸钙良好保存,但是冰期时的 NADW 被局限在北大西洋 40°N 以北的海区(Duplessy et al.,1988),40°N 以南为南大洋水(具有高的 CO_2 和低的 CO_3^{2-}),这就导致了大西洋区冰期与间冰期相比具有强的碳酸钙溶解作用。太平洋区冰期时碳酸钙的良好保存也与水团演化有关,因为冰期时 NADW 没进入太平洋,所以远道由北大西洋而进入太平洋的 NADW(由于远距离输送,会含有较高的 CO_2)被切断,这是造成太平洋和南海在冰期时碳酸钙良好保存的一个因素。最近的研究(Curry et al.,1988;Broecker et al.,1992)认为可能在冰期时的太平洋产生了一个新的低养分浓度的深层水团,该低养分浓度水团是由于向下的垂向扩散形成的。因为南海巴士海峡的门槛水深为 2500m,所以在记录由上向下扩散形成的低养分水团方而应该更加明显,本次南海研究的 $\delta^{13}C$ 示踪清楚地记录了这一低养分水团的混入(第四章),由于冰期时向下垂向扩散形成的低养分水团(具高的 CO_3^{2-} 和低的 CO_2)

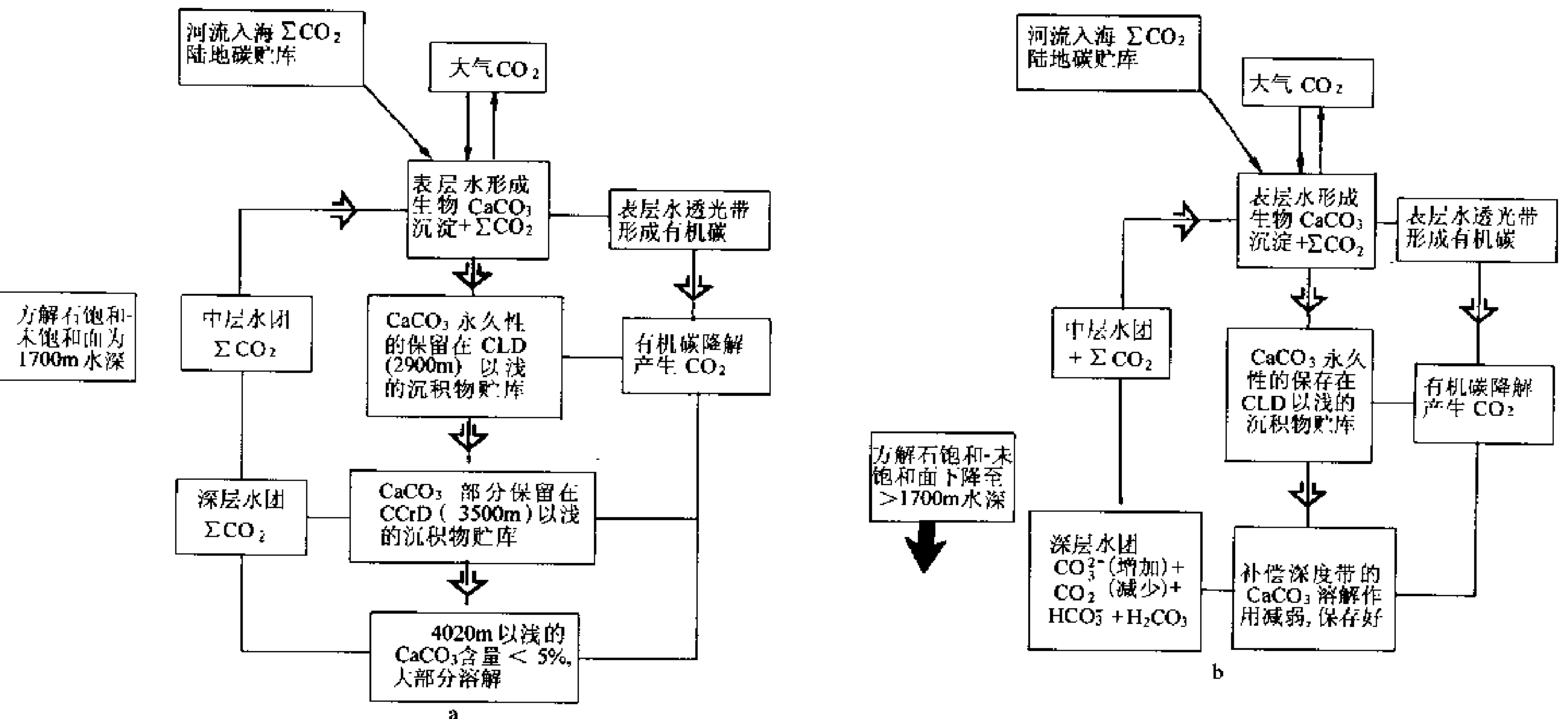


图 3-11 现代和冰期时南海的碳循环图解

a. 现代;b. 氧同位素第 2 期和第 3 期(不包括 24ka 前后)

Fig. 3-11 Illustrations of carbon cycle at present and during oxygen isotope stages 2 and 3 in the South China Sea

a. At present; b. Oxygen isotope stages 2 and 3 (except for the vicinity of 24ka)

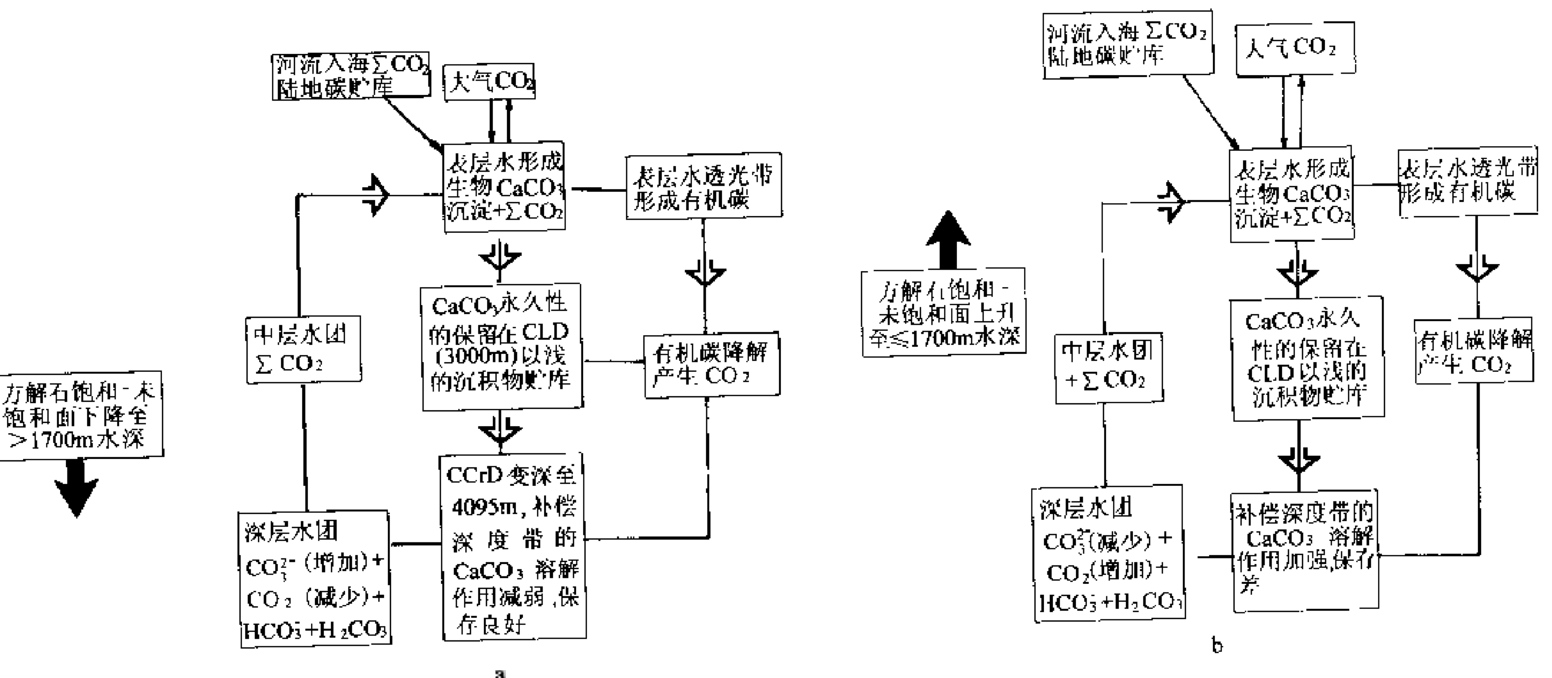


图 3-12　末次冰消作用时和氧同位素第 5 期(124ka 以前)及第 4 期时的碳循环图解

a. 末次冰消作用时；b. 氧同位素第 5 期(124ka 以前)和第 4 期时

Fig. 3-12　Illustrations of carbon cycle at last deglaciation, oxygen isotope stages 5 (before 124ka) and 4 in the South China Sea

a. Last deglaciation; b. Oxygen isotope stages 5 (befer 124ka) and 4

进入深层水，所以使得南海的深层水更富 CO_3^{2-} 和贫 CO_2（太平洋区的状况与南海基本相同），从而加强南海在 CCrD 以下岩芯中碳酸钙的良好保存。南海有机碳通量研究（见本章三）表明，冰期时具有明显高于间冰期的有机碳通量，高的有机碳通量反映着有机碳在向海底输送过程中降解产生较高的 CO_2，如果这种 CO_2 含量在深层水中的比率高，则会导致强的碳酸钙溶解作用，但是南海的记录则恰恰相反，冰期时的溶解作用减弱，这表明冰期时产生的低养分水团和 NADW 的中止所造成的 CO_2 含量减少及 CO_3^{2-} 增加的比率要远远高于有机碳降解产生的影响，所以南海冰期时深层水的高 CO_3^{2-} 和低 CO_2 主要是水团演化造成的。

为了归纳上述论证，可用图解法来总结对比南海的碳循环。图 3-11a 为现代南海的碳循环图解；图 3-11b 为南海氧同位素第 3 期和第 2 期（反映了冰期时的状况）时（不包括约 24ka 前后）的碳循环图解。图 3-12a 为南海末次冰消作用时的碳循环图解，因为在氧同位素 5、6 期界限附近（SB6.0 事件附近）同样记录了碳酸钙的良好保存，所以当时的碳循环状况与图 3-10a 基本相同；图 3-12b 为氧同位素第 5 期（124ka 以后）和第 4 期时的碳循环图解。

尽管沉积物中的碳酸钙碳在同一等时面相对全部海洋碳贮库而言并不是十分大，但是 Karlin 等（1992）认为海洋沉积物中的碳酸钙在全球碳循环中起到了主要作用。上述研究表明，海洋沉积物中的碳酸钙记录与水团水化学条件之间的关系，可以很好地反映现代和地质历史上的海洋碳循环和全球碳循环。

三、晚第四纪以来南海的有机碳、输出生产力和初级生产力研究

有机碳（$C_{org.}$）分析采用“滴定法”在国家海洋局第二海洋研究所实验室完成。对 SO49-5SL、SO49-8KL 和 SO49-14KL 岩芯进行了有机碳分析，有机碳百分含量数据列于表 3-6。根据上述 3 个岩芯的干密度和沉积速率（表 3-3）计算获得了有机碳通量（表 3-6，图 3-13）。晚第四纪以来各岩芯有机碳通量的变化是，SO49-5SL 岩芯在末次冰期时的氧同位素第 2 期记录了明显高的有机碳通量，高出间冰期约 1 倍以上。SO49-8KL 岩芯在氧同位素的第 2、3 和 6 期记录了高的有机碳通量，而间冰期时的氧同位素的第 1 期和第 5 期记录了明显低的有机碳通量。SO49-14KL 岩芯也在氧同位素的第 2 期记录了明显高的有机碳通量，氧同位素的第 1 和第 5 期记录了低的有机碳通量，氧同位素的第 3、4 期介于前述两者之间。

初级生产力、输出生产力和“生物泵”作用密切相关。初级生产力是指在表层水的透光带由光合作用所形成的生物生产力，而浮游生物向海底沉降的生产力为输出生产力。与碳贮库的关系可表示于式：$6CO_2 + 6H_2O \xlongequal{\text{阳光}} C_6H_{12}O_6 + 6O_2 +$ 能量，其中 CO_2 为海气交换和中层水涌升的 CO_2。初级生产力和输出生产力都与“生物泵”作用相关。“生物泵”作用是由 Berger 和 Keir（1984）提出的，主要是基于高生产力区具有高的 $C_{org.}/C_{CO_3}$（比值约为 2～10。C_{CO_3} 是指碳酸钙的碳，由其通量和分子量求出），低生产力区具低的 $C_{org.}/C_{CO_3}$（比值约为 0.6～2.0），说明高生产力与 $C_{org.}$ 相关，而浮游生物能沉降至海底沉积物，这样

生物在吸收 CO_2 方面就起到"泵"吸大气 CO_2 和"泵"向中层水、深层水和海底的作用。泵向下覆水(中层水和深层水)的主要机理是有机碳在向海底输送过程中随着水深的增加逐渐发生降解,即光合作用的逆过程,降解后的 CO_2 贮存在中层水和深层水贮库,而未降解部分被贮于海底沉积物贮库。

由于海洋生物捕食碳水化合物(上述光合作用式),所以有机碳含量必然与生物生产力有关。Sarnthein 和 K.Winn 等(1988)根据全球海洋大量沉积物捕获器的有机碳通量、输出生产力和水深的统计资料,给出了根据沉积物中有机碳百分含量(到达海底的有机碳含量)计算输出生产力的公式:

$$P_{new}=0.0238\times C^{0.6429}\times S_B^{0.8575}\times DBD^{0.5364}\times Z^{0.8292}\times S_{B-C}^{-0.2392}$$

上式中 P_{new} 代表古生产力(输出生产力),C 代表沉积物中的有机碳百分含量,S_B 代表沉积速率,DBD 代表干密度,Z 代表水深(m),S_{B-C} 代表减去有机碳后的沉积速率。上式计算所获得的输出生产力的单位为 gC/(m²·a)。

Eppley 和 Peterson(1979)给出了一输出生产力和初级生产力的关系式:$P_{new}=P_{初}^2/400$ 即 $P_{初}=20\sqrt{P_{new}}$,式中 $P_{初}$ 代表初级生产力,该式计算所获得的初级生产力的单位为 gC/(m²·a)。

根据上述两式分别计算了 SO49-5SL、SO49-8KL 和 SO49-14KL 岩芯晚第四纪以来的输出生产力和初级生产力(表3-6)。SO49-5SL岩芯(图3-13a)在氧同位素的第2期记

表 3-6 南海 SO49-5SL、SO49-8KL 和 SO49-14KL 岩芯的有机碳百分含量、有机碳通量、输出生产力和初级生产力

Table 3-6 Percentages and accumulation rates of organic carbon, export and primary productivity from cores SO49-5SL, SO49-8KL and SO49-14KL in the South China Sea

岩芯深度 (cm)	有机碳含量 (%)	干密度 (g/cm³)	沉积速率 (S_B,cm/ka)	不含有机碳的沉积速率 (S_{B-C},cm/ka)	输出生产力 [gC/(m²·a)]	初级生产力 [gC/(m²·a)]	有机碳通量 [gC/(m²·a)]
SO49-5SL 岩芯							
1	0.65	0.74	5.89	5.85	13.0	72.1	0.28
6	0.81	0.74	5.89	5.84	15.0	77.5	0.35
16	0.95	0.74	5.89	5.83	16.6	81.5	0.41
26	0.93	0.74	5.89	5.84	16.3	80.7	0.41
36	0.92	0.74	5.89	5.84	16.2	80.5	0.40
46	0.98	0.74	5.89	5.83	16.9	82.2	0.43
56	0.92	0.74	5.89	5.84	16.2	80.5	0.40
67	0.96	0.74	5.89	5.83	16.7	81.7	0.42
76	1.05	0.80	11.69	11.57	28.2	106.2	0.98
86	1.10	0.80	11.69	11.56	29.0	107.7	1.03
96	1.19	0.80	11.69	11.55	30.5	110.5	1.11
106	1.16	0.80	11.69	11.55	30.0	109.5	1.09

续表

岩芯深度 (cm)	有机碳含量 (%)	干密度 (g/cm³)	沉积速率 (S_B, cm/ka)	不含有机碳的沉积速率 (S_{B-C}, cm/ka)	输出生产力 [gC/(m²·a)]	初级生产力 [gC/(m²·a)]	有机碳通量 [gC/(m²·a)]
116	1.22	0.80	11.69	11.55	31.0	111.4	1.14
126	1.24	0.80	11.69	11.55	31.3	111.9	1.16
136	1.28	0.80	11.69	11.54	32.0	113.1	1.20
146	1.15	0.80	11.69	11.56	29.9	109.4	1.08
156	1.05	0.80	11.69	11.57	28.2	106.2	0.98
166	0.97	0.80	11.69	11.58	26.8	103.5	0.91
176	0.94	0.80	11.69	11.58	26.2	102.4	0.88
186	0.95	0.80	11.69	11.58	26.5	103.0	0.88
196	0.97	0.80	11.69	11.58	26.8	103.5	0.88
206	1.02	0.80	11.69	11.57	27.6	105.1	0.96
216	1.02	0.90	4.25	4.21	15.7	79.2	0.39
226	1.03	0.90	4.25	4.21	15.8	79.5	0.39
236	0.99	0.90	4.25	4.21	15.4	78.5	0.38
246	1.02	0.90	4.25	4.21	15.7	79.2	0.39
256	0.98	0.90	4.25	4.21	15.3	78.2	0.38
266	0.95	0.90	4.25	4.21	15.0	77.5	0.36
276	0.89	0.90	4.25	4.21	14.4	75.9	0.34
286	0.88	0.90	4.25	4.21	14.3	75.6	0.34
296	0.88	0.90	4.25	4.21	14.3	75.6	0.34
306	0.82	0.90	4.25	4.22	13.7	74.0	0.31
311	0.81	0.90	4.25	4.22	13.6	73.8	0.31
321	0.85	0.90	4.25	4.21	14.0	74.8	0.33
331	0.84	0.90	4.25	4.21	13.9	74.6	0.32
341	0.84	0.90	4.25	4.21	13.9	74.6	0.32
351	0.84	0.90	4.25	4.21	13.9	74.6	0.32
361	0.77	0.90	4.25	4.22	13.1	72.4	0.29
371	0.74						
381	0.64						
391	0.66						
403	0.67						

续表

岩芯深度 (cm)	有机碳含量 (%)	干密度 (g/cm^3)	沉积速率 (S_B, cm/ka)	不含有机碳的沉积速率 (S_{B-r}, cm/ka)	输出生产力 [gC/(m^2·a)]	初级生产力 [gC/(m^2·a)]	有机碳通量 [gC/(m^2·a)]
SO49-8KL 岩芯							
0~4	0.71	0.65	2.66	2.64	8.8	59.3	0.12
12	0.61	0.65	2.66	2.64	8.0	56.6	0.11
32	0.78	0.65	2.66	2.64	9.4	61.3	0.14
42	0.79	0.82	9.20	9.13	23.1	96.1	0.60
62	0.75	0.82	9.20	9.13	22.3	94.4	0.57
82	0.66	0.82	9.20	9.14	20.5	90.6	0.50
103	0.71	0.82	9.20	9.14	21.5	92.7	0.54
123	0.61	0.82	9.20	9.14	19.5	88.3	0.46
143	0.69	0.82	9.20	9.14	21.1	91.9	0.52
153	0.68	0.75	7.46	7.41	17.5	83.7	0.38
173	0.64	0.75	7.46	7.41	16.9	82.2	0.36
193	0.74	0.75	7.46	7.41	18.5	86.0	0.41
213	0.66	0.75	7.46	7.41	17.2	82.9	0.37
233	0.64	0.75	7.46	7.41	16.9	82.2	0.36
253	0.59	0.75	7.46	7.42	16.0	80.0	0.33
273	0.62	0.75	7.46	7.41	16.5	81.2	0.35
293	0.69	0.75	7.46	7.41	17.7	84.1	0.39
305	0.71	0.75	7.46	7.41	18.0	84.9	0.40
323	0.62	0.75	7.46	7.41	16.5	81.2	0.35
343	0.64	0.75	7.46	7.41	16.9	82.2	0.36
363	0.73	0.75	7.46	7.41	18.4	85.8	0.41
383	0.64	0.75	7.46	7.41	16.9	82.2	0.36
403	0.68	0.75	7.46	7.41	17.5	83.7	0.38
423	0.68	0.81	4.01	3.98	12.5	70.7	0.22
443	0.67	0.81	4.01	3.98	12.3	70.1	0.22
453	0.64	0.81	4.01	3.98	12.0	69.3	0.21
473	0.65	0.84	1.97	1.96	7.9	56.2	0.11
493	0.59	0.84	1.97	1.96	7.5	54.8	0.10
513	0.61	0.84	1.97	1.96	7.6	55.1	0.10
533	0.59	0.84	1.97	1.96	7.5	54.8	0.10
553	0.66	0.84	1.97	1.96	8.0	56.6	0.11
573	0.64	0.84	1.97	1.96	7.9	56.2	0.11
593	0.78	0.86	6.48	6.44	18.9	86.9	0.44

续表

岩芯深度 (cm)	有机碳含量 (%)	干密度 (g/cm^3)	沉积速率 (S_B, cm/ka)	不含有机碳的沉积速率 (S_{B-C}, cm/ka)	输出生产力 [$gC/(m^2 \cdot a)$]	初级生产力 [$gC/(m^2 \cdot a)$]	有机碳通量 [$gC/(m^2 \cdot a)$]
603	0.77	0.86	6.48	6.43	18.7	86.5	0.43
623	0.71	0.86	6.48	6.43	17.8	83.4	0.40
643	0.77	0.86	6.48	6.43	18.7	86.5	0.43
663	0.79	0.86	6.48	6.43	19.1	87.4	0.44
673	0.83	0.86	6.48	6.43	19.7	88.8	0.46
693	0.82	0.86	6.48	6.43	19.5	88.3	0.46
713	0.73	0.86	6.48	6.43	18.1	85.1	0.40
733	0.72	0.86	6.48	6.43	17.9	84.6	0.40
743	0.80	0.86	6.48	6.43	19.2	87.6	0.45
763	0.80	0.86	6.48	6.43	19.2	87.6	0.45
773	0.84	0.86	6.48	6.43	19.8	89.0	0.47
793	0.78	0.86	6.48	6.43	18.9	86.9	0.44
813	0.77	0.86	6.48	6.43	18.7	86.5	0.43
833	0.77	0.86	6.48	6.43	18.7	86.5	0.43
853	0.76	0.86	6.48	6.43	18.6	86.3	0.42
873	0.84	0.86	6.48	6.43	19.8	89.0	0.47
883	0.74	0.86	6.48	6.43	18.3	85.6	0.41
903	0.53	0.86	6.48	6.45	14.7	76.7	0.30
923	0.68	0.86	6.48	6.44	17.3	83.2	0.38
943	0.64	0.86	6.48	6.44	16.6	81.5	0.36
961	0.69	0.86	6.48	6.44	17.5	83.7	0.38
SO49-14KL 岩芯							
0~5	0.61	0.50	3.98	3.96	25.2	100.4	0.12
13	0.83	0.50	3.98	3.95	30.7	110.8	0.17
33	0.73	滑坡层					
43	0.87	0.49	3.98	3.95	31.3	111.9	0.17
53	1.02	0.49	3.98	3.94	34.7	117.8	0.20
73	0.40	0.49	17.66	17.59	47.7	138.1	0.35
93	0.46	0.48	17.66	17.58	51.6	143.7	0.39
113	0.66	浊积层					
133	0.54	0.49	17.66	17.57	57.8	152.1	0.50
143	0.58	0.49	17.66	17.56	60.1	155.0	0.50
153	1.32	0.46	17.66	17.43	99.5	199.5	1.07
163	1.30	0.50	17.66	17.43	103.0	203.0	1.15

续表

岩芯深度(cm)	有机碳含量(%)	干密度(g/cm^3)	沉积速率(S_B,cm/ka)	不含有机碳的沉积速率(S_{B-C},cm/ka)	输出生产力[$gC/(m^2 \cdot a)$]	初级生产力[$gC/(m^2 \cdot a)$]	有机碳通量[$gC/(m^2 \cdot a)$]
183	1.28	0.50	17.66	17.43	102.0	202.0	1.13
203	1.18	0.47	17.66	17.45	93.6	193.5	0.98
223	1.09	0.49	17.66	17.47	91.0	190.8	0.94
233	1.13	0.54	17.66	17.46	98.1	198.1	1.08
263	1.25	0.54	17.66	17.44	104.7	204.6	1.19
283	1.28	0.54	17.66	17.43	106.3	206.2	1.22
303	1.24	0.51	17.66	17.44	101.0	201.0	1.12
323	1.18	浊积层					
333	0.92	0.58	8.32	8.24	56.1	150.0	0.44
353	0.78	0.48	8.32	8.26	45.5	135.0	0.31
363	1.21	0.49	8.32	8.22	61.1	156.3	0.49
383	1.07	0.48	8.32	8.23	55.8	149.4	0.43
403	1.08	0.50	8.32	8.23	57.4	151.5	0.45
423	1.08	0.51	8.32	8.23	58.0	152.3	0.46
433	1.09	0.51	8.32	8.23	58.4	152.8	0.46
453	1.11	0.51	8.32	8.23	59.0	153.6	0.47
463	1.06	0.53	8.32	8.23	58.5	153.0	0.47
483	0.98	0.55	8.32	8.24	56.7	150.6	0.45
503	1.08	0.56	8.32	8.23	61.0	156.2	0.50
523	0.97	0.60	8.32	8.24	59.1	153.8	0.48
533	0.89	0.60	8.32	8.25	55.9	149.5	0.44
553	0.75	0.57	8.32	8.26	48.7	139.6	0.36
563	0.98	0.57	8.32	8.24	57.8	152.1	0.47
583	1.02	0.57	8.32	8.24	59.3	154.0	0.48
603	0.98	0.61	8.32	8.24	60.0	155.0	0.50
613	1.09	0.63	8.32	8.23	65.4	161.7	0.57
633	1.11	0.54	8.32	8.23	60.9	156.1	0.50
653	1.08	0.56	11.84	11.71	75.9	174.2	0.72
673	0.99	0.57	11.84	11.72	72.4	170.2	0.67
693	0.97	浊积层					
703	0.89	浊积层					
713	0.78	0.69	11.84	11.75	68.8	165.9	0.64
733	0.71	0.59	11.84	11.76	59.5	154.3	0.50

续表

岩芯深度(cm)	有机碳含量(%)	干密度(g/cm^3)	沉积速率(S_B,cm/ka)	不含有机碳的沉积速率(S_{B-C},cm/ka)	输出生产力[gC/(m^2·a)]	初级生产力[gC/(m^2·a)]	有机碳通量[gC/(m^2·a)]
753	0.59	0.69	11.84	11.77	57.5	151.7	0.48
763	0.81	0.68	11.84	11.74	69.9	167.2	0.65
783	0.60	0.74	11.84	11.77	60.3	155.3	0.53
803	0.78	0.65	11.84	11.75	66.6	163.2	0.60
833	0.79	浊积层					
853	0.56	浊积层					
863	0.55	浊积层					
883	0.72	0.67	11.84	11.76	64.3	160.4	0.57
903	0.79	0.62	6.03	5.98	43.2	131.5	0.30
913	0.81	0.63	6.03	5.98	44.2	133.0	0.31
933	0.82	0.62	6.03	5.98	44.2	133.0	0.31
953	0.86	浊积层					
963	0.85	0.65	6.03	5.98	46.4	136.2	0.33
983	0.80	0.66	6.03	5.98	45.0	134.1	0.32
1003	0.58	0.64	6.03	6.00	36.0	120.0	0.22
1013	0.76	0.64	6.03	5.98	42.8	130.8	0.29
1033	0.76	0.64	6.03	5.98	42.8	130.8	0.29
1053	0.80	浊积层					
1063	0.69	浊积层					
1083	0.79	0.65	6.03	5.98	44.3	133.1	0.31
1103	0.69	0.66	6.03	5.99	40.9	127.9	0.28
1113	0.72	0.68	6.03	5.99	42.7	130.7	0.30
1133	0.64	0.67	6.03	5.99	39.3	125.4	0.26
1183	0.77	0.66	6.03	5.98	43.9	132.5	0.31
1203	0.69	0.69	6.03	5.99	41.9	129.5	0.29
1213	0.45	0.69	6.03	6.00	31.8	112.8	0.19
1233	0.69	滑坡层					
1253	0.48	0.65	6.03	6.00	32.1	113.3	0.19
1263	0.55	0.65	6.03	6.00	35.0	118.3	0.22
1283	0.97	0.61	6.03	5.97	48.8	139.7	0.36
1303	0.80	0.59					
1313	0.91	0.59					

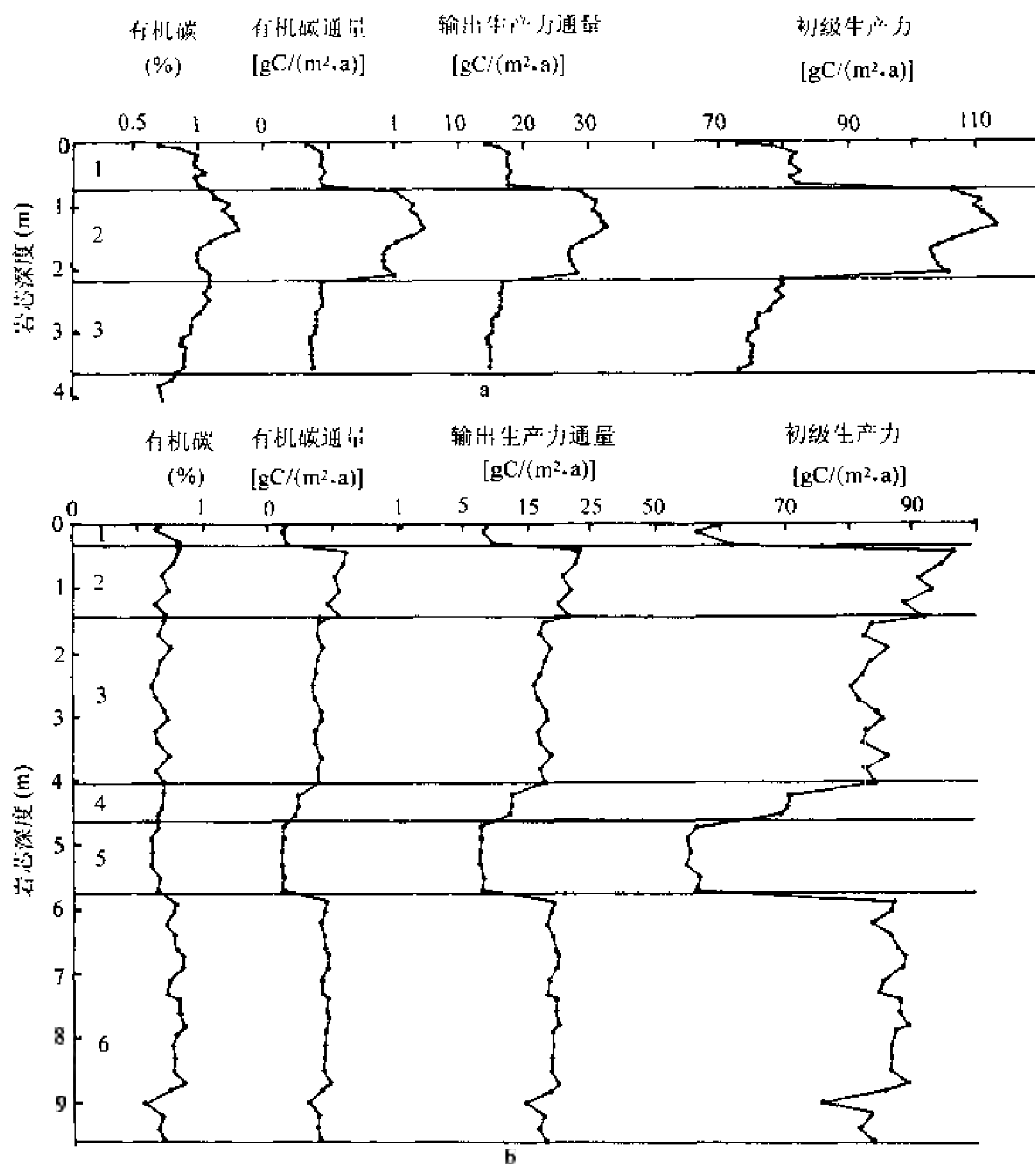


图 3-13　南海 SO49-5SL(a)和 SO49-8KL 岩芯(b)的有机碳百分含量、有机碳通量、输出生产力和初级生产力

图中数字代表氧同位素期

Fig.3-13　Percentages and fluxes of organic carbon, export and primary productivity from cores SO49-5SL(a) and SO49-8KL(b) in the South China Sea

Numbers refer to oxygen isotope stages

录了明显高于氧同位素第 1 期和第 3 期的输出和初级生产力。SO49-8KL 岩芯的计算结果(图 3-13b)表明,氧同位素的第 2、3 和 6 期记录了明显高于氧同位素第 1 期和第 5 期的输出生产力和初级生产力。SO49-14KL 岩芯记录的结果(图 3-14)是,氧同位素第 2 期具明显高于氧同位素第 1、3、4 和 5 期的输出和初级生产力,而处于末次冰期的氧同位素第 3 期和第 4 期也记录了较第 1 期和第 5 期要高的输出和初级生产力。上述 3 个岩芯计算所获得的输出和初级生产力结果的显著特点是,在末次冰期最盛期(氧同位素的第 2 期)

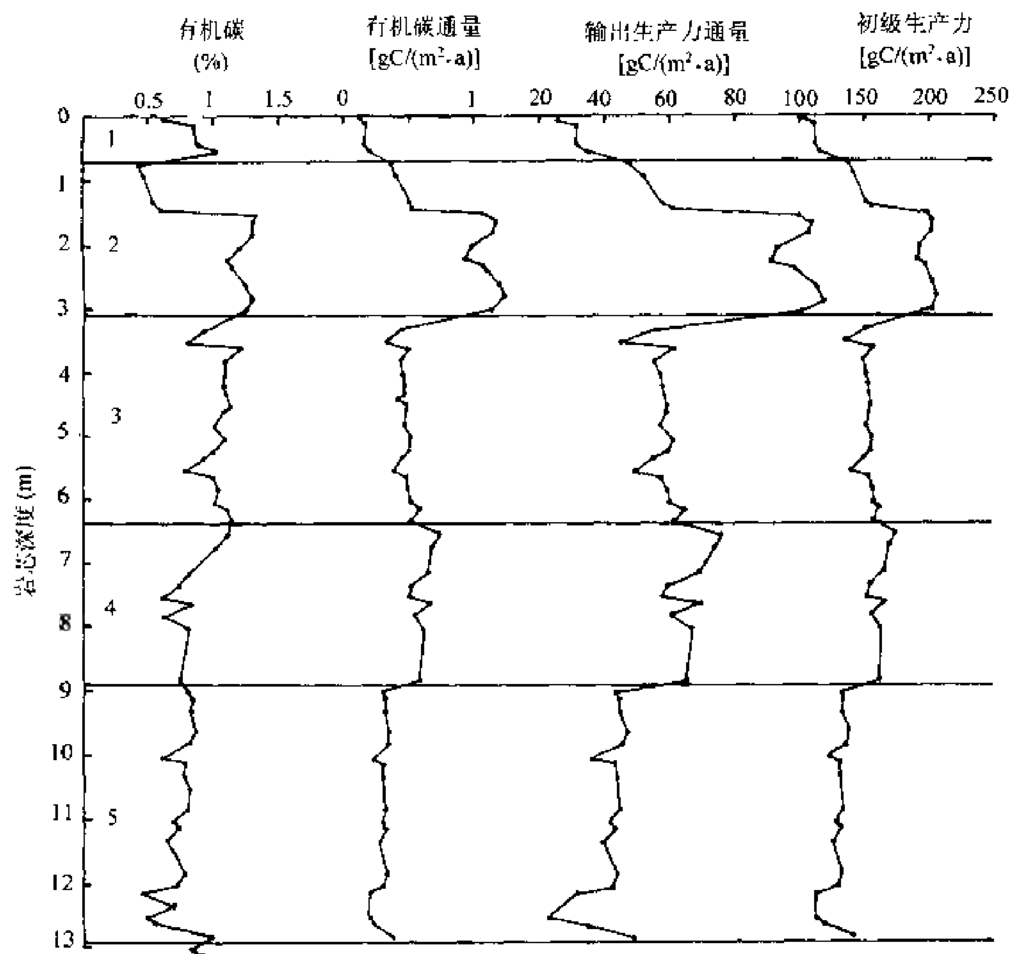


图 3-14 南海 SO49-14KL 岩芯的有机碳百分含量、有机碳通量、输出生产力和初级生产力
图中数字代表氧同位素期

Fig. 3-14 Percentages and fluxes of organic carbon, export and primary productivity from core SO49-14KL in the South China Sea
Numbers refer to oxygen isotope stages

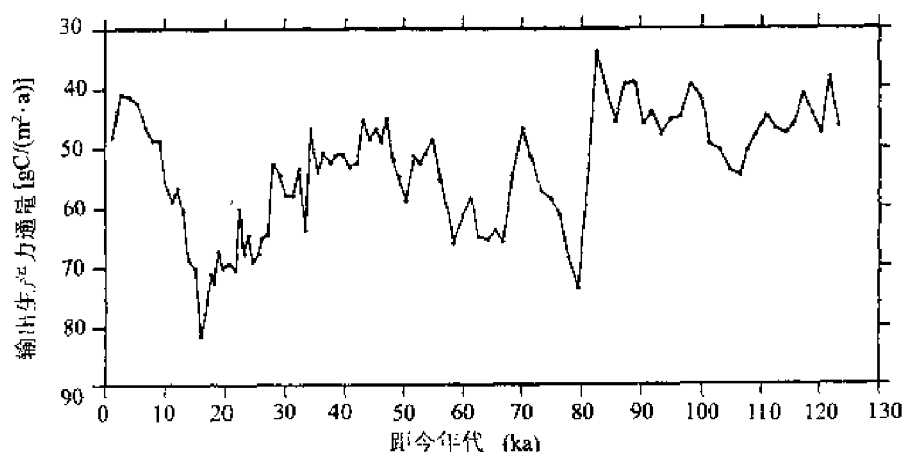


图 3-15 南海 SO50-29KL 岩芯的输出生产力(据 Winn et al.,1990)

Fig. 3-15 Export productivity from core SO50-29KL in the South China Sea (from Winn et al.,1990)

和第6期具明显高于间冰期(氧同位素的第1期和第5期)的值,约高于间冰期1～2倍。

中国-德国南海地球科学合作研究SO50航次所获得的两个岩芯(SO50-29KL和SO50-37KL,Winn等,1990)的输出生产力演化是,SO50-29KL岩芯在碳同位素的C5.1事件附近记录了明显高的输出生产力(图3-15),与晚更新世以来稳定碳同位素标准地层学时标的第2个碳同位素最重值一致,表明浮游有孔虫碳同位素分馏的最重值与高的古生产力相关,其作用机理见第二章。SO50-37KL岩芯的输出生产力计算结果(图3-16)表明在氧同位素的2、3期界限和碳同位素的C3.11事件以后也具有高的值,与C3.11以后碳同位素最重值一致。

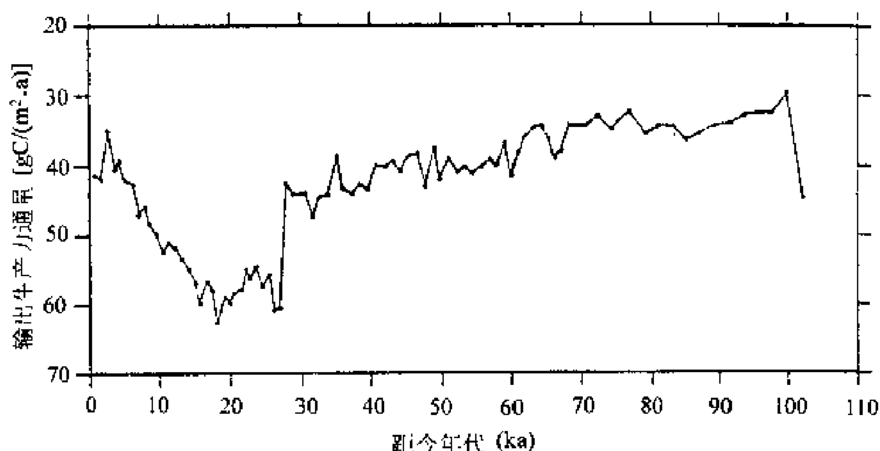


图3-16　南海SO50-37KL岩芯的输出生产力(据Winn et al.,1990)

Fig.3-16　Export productivity from core SO50-37KL in the South China Sea (from Winn et al.,1990)

第四章　晚第四纪以来南海的氧同位素记录与海平面变化、表层水团和深层水团的演化、表层水古盐度和底栖有孔虫镉/钙的研究

一、晚第四纪以来南海的氧同位素记录与海平面变化

随着古海洋学研究工作的深入和氧同位素分馏机理方面的探讨，对海洋沉积岩芯中有孔虫样品 $\delta^{18}O$ 值变化的受控因素，有了比较清楚的认识。对于浮游有孔虫而言，其氧同位素值($\delta^{18}O_P$)的变化主要取决于其形成时海水的氧同位素值($\delta^{18}O_W$)和表层水温的变化。对于底栖有孔虫的氧同位素值($\delta^{18}O_B$)，由于地质历史上底层水温的变化相对表层要小，故在更大的程度上取决于当时海水的 $\delta^{18}O_W$。地质历史上海水中氧同位素值的变化情况是，在间冰期，由于气候温暖，两极冰冠(具很轻的 $\delta^{18}O$ 值)融化，注入海洋，使得海水中的 $\delta^{18}O$ 变轻；冰期时，两极冰冠加大，海平面降低，海水中的 $\delta^{18}O$ 变重。这种海水中 $\delta^{18}O$ 值的涨落被完整地记录在有孔虫壳体中。因此海洋沉积物中有孔虫壳体的 $\delta^{18}O$ 值可以看作海平面升降的记录。

Chappell 和 Shackleton(1986)曾利用东太平洋岩芯 V19-30 底栖有孔虫种 *Uvigerina seticosa* 的 $\delta^{18}O$ 记录与新几内亚胡昂半岛 35ka B.P. 以来的海平面变化曲线相对比，其相关性较好，但是在 $\delta^{18}O$ 的第 2～5.4 亚期(其时代为 11～115ka B.P.)相关性较差(图 4-1)。他们的解释是在 11～115ka B.P. 期间底层水温明显变冷所致。随后，Shackleton(1987)利用 V19-30 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录减去西太平洋 RC17-177 岩芯浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录(假定西太平洋涡旋区地质历史上的表层水温不变)，求得 V19-30 岩芯处底层水温的变化部分($\Delta\delta^{18}O$)，然后由 V19-30 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录减去底层水温的变化部分($\Delta\delta^{18}O$)，再和新几内亚的海平面变化曲线对比，发现该曲线的相关性较图 4-1 要好，但是仍然在 $\delta^{18}O$ 的第 3 期和第 4 期(24～71ka B.P.)相关性较差(图 4-2)。

本书在对比时采用了 Chappell 和 Shackleton(1986)的新几内亚 Huon 半岛海平面变化曲线，该曲线(HP2)是在新几内亚 Huon 半岛珊瑚阶地得到，并经与 V19-30 岩芯的 $\delta^{18}O$记录详细对比后而重新计算出的海平面曲线。其年代和海平面高度，及相应层位 8KL 岩芯的浮游和底栖有孔虫的 $\delta^{18}O_P$ 和 $\delta^{18}O_B$ 值如表 4-1 所示。根据表 4-1 的年代、海平面变化幅度和表 2-6 中 SO49-8KL 岩芯浮游及底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 值(年代采用 SPECMAP 时标)作图(图 4-3)。作图时调整年代最新的表层 $\delta^{18}O_P$ 和 $\delta^{18}O_B$ 值的初始位置，使之对应现代海平面高度(0m)。从图 4-3 可以看出，在 72ka B.P. 至现代和 135ka 时，无论底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 曲线还是浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 曲线，都与海平面变化曲线相关性好。特别是$\delta^{18}O_B$曲线与海平面变化曲线几乎一致。这说明，72ka B.P. 至现代，在南

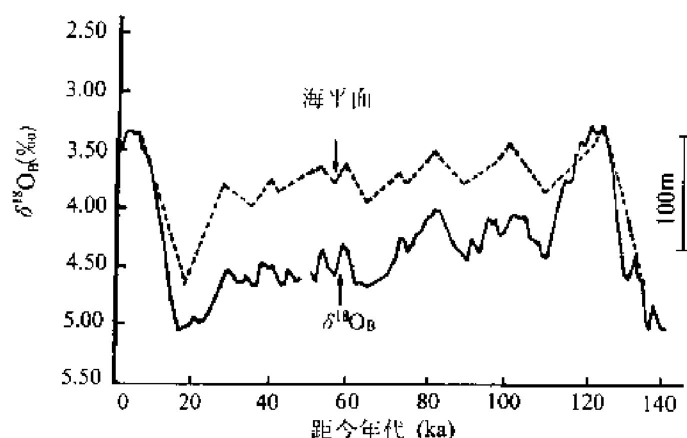


图 4-1　V19-30 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与新几内亚 Huon 半岛的海平面变化曲线对比（Shackleton，1987）

Fig.4-1　Benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record of the East Pacific core V19-30 and sealevel record derived from the Huon Peninsula, New Guinea (after Shackleton, 1987)

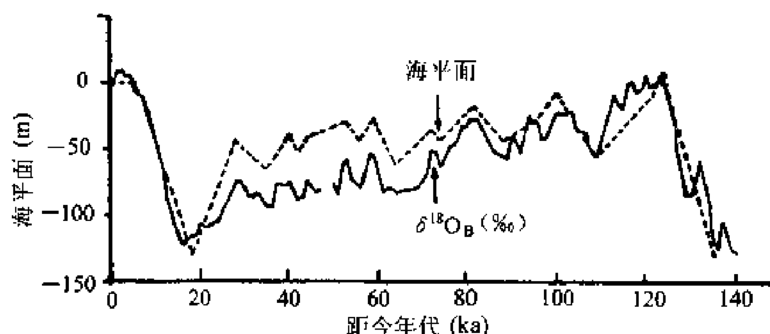


图 4-2　去除温度效应后的 V19-30 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与图 4-1 的海平面变化曲线对比（Shackleton，1987）

Fig.4-2　The comparison between the sea-level curve shown in Fig.4-1 and benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record of core V19-30 after by subtracting the temperature effect (after Shackleton, 1987)

表 4-1　新几内亚 Huon 半岛的海平面高度、年代及大约相同年代的 SO49-8KL 岩芯的 $\delta^{18}O_B$ 和 $\delta^{18}O_P$ 值

Table 4-1　The sea-level altitude and age of the Huon Peninsala, New Guinea, and equivalent $\delta^{18}O$ values of planktonic and benthic foraminifera in core SO49-8KL

年　代(ka)	海平面(m)	底栖有孔虫的 $\delta^{18}O_B$	浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_P$
0	0	2.83	-2.50
6	0	2.80	-2.50
17	-130	4.14	-1.06
29	-46	3.17	-1.74

续表

年　代(ka)	海平面(m)	底栖有孔虫的 $\delta^{18}O_B$	浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_P$
35	-65	3.26	-1.78
40	-41	3.46	-2.20
42	-52	3.37	-1.89
44	-45	3.39	-1.79
53	-30	3.09	-1.96
56	-44	2.89	-2.02
59	-28	3.01	-1.81
64	-61	3.42	-1.85
72	-36	3.08	-1.82
81	-19		-2.02
88	-44		-2.21
96	-26		-2.28
106	-19		-1.87
112	-62		-1.75
118	0		-1.75
122	-8		-1.30
124	+6		-1.30
135	-130		-0.90

海SO49-8KL岩芯处的底层水温几乎恒定。但是浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 值，在72～15ka B.P.期间一般都位于图4-3所示海平面曲线的左边，反映出 $\delta^{18}O_P$ 值较重，与海平面变化曲线相对比存在一较小的差别。这部分差别表明，在72～15ka B.P.期间，$\delta^{18}O_P$ 值部分地受到了最末一次冰期寒冷的影响，但其温度效应很小。在一级近似的情况下，可以认为浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_P$ 曲线在113ka B.P.至现代相关较好($r=0.814$)，但是在约113ka以前，$\delta^{18}O_P$曲线与海平面变化曲线相关很差。$\delta^{18}O_P$ 值变得较重，说明受到了明显温度降低的影响。该岩芯浮游有孔虫转换函数的古温度记录(中国-德国南海地球科学合作研究时同济大学微古室协助分析)也表明，$\delta^{18}O$ 第6期冬季表层水的古温度(SST_W)要较晚冰期最盛期($\delta^{18}O$的第2期)低1.4℃(图4-4)。在120～72kaB.P.期间，底栖有孔虫的

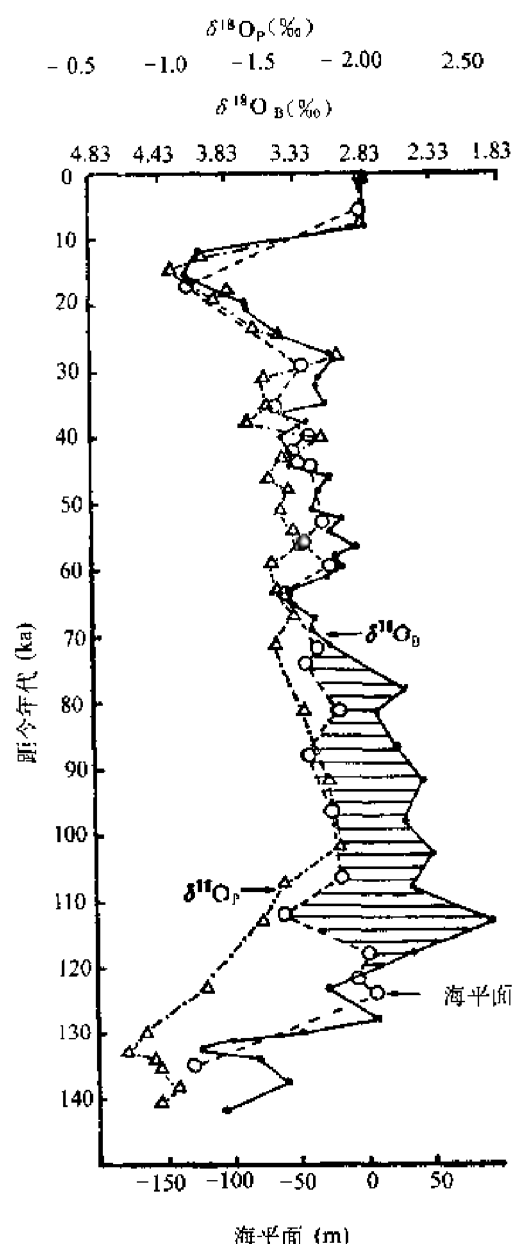


图 4-3 SO49-8KL 岩芯浮游和底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 曲线与新几内亚 Huon 半岛海平面曲线的对比

阴影部分表示底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 与海平面间的差别

Fig. 4-3 The comparison between the sea-level curve shown in Fig. 4-1 and the $\delta^{18}O$ curve of planktonic and benthic foraminifera in core SO49-8KL

The shaded part indicates the difference between benthic foraminiferal $\delta^{18}O$ and sea-level

$\delta^{18}O$ 值变得较轻，与海平面变化曲线和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_P$ 曲线相比，存在一明显的差值(图 4-3 的阴影部分)，有孔虫 $\delta^{18}O$ 的分馏主要取决于当时海水的温度和当时海水的 $\delta^{18}O$ 值(如冰融水的大量入海会使得记录在碳酸钙质有孔虫中的 $\delta^{18}O$ 值变轻)，从图 4-3 可见，120～70ka B.P. 期间的浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_P$ 与海平面变化曲线基本一致，所以图 4-3 的阴影部分应主要反映了底层水温的差别。

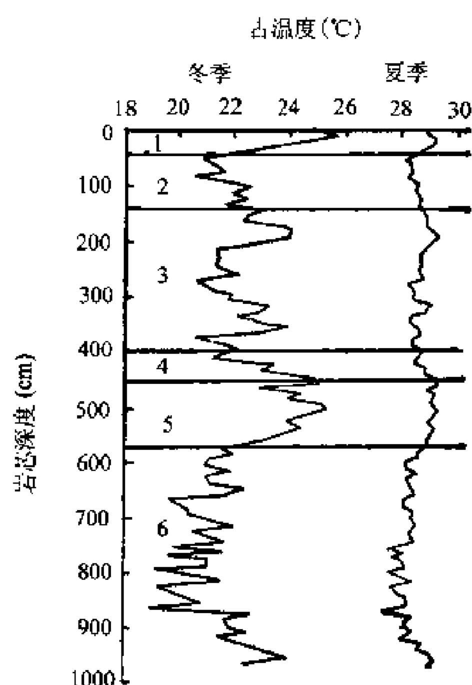


图 4-4 氧同位素第 6 期以来南海 SO49-8KL 岩芯浮游有孔虫转换函数的冬季和夏季表层古水温曲线
图中数字表示氧同位素期

Fig. 4-4 The curves of sea surface paleotemperature for winter and summer (SST_W and SST_S) from planktonic foraminifera transfer function since oxygen isotope stage 6 from core SO49-8KL of the South China Sea
Numbers refer to oxygen isotope stages

根据表 4-1 中 72ka B.P. 至现代的海平面和大约相同时代的 $\delta^{18}O_B$ 作图(图 4-5),线性回归方程是 $\delta^{18}O = 2.78 - 0.00995S$(海平面),$r = 0.910$。同样,由表 4-1 中 72ka B.P. 至现代的海平面和相应层位的 $\delta^{18}O_P$ 作图(图 4-6),其线性回归方程是 $\delta^{18}O = -2.37 - 0.01022S$(海平面),$r = 0.9070$。底栖和浮游有孔虫的斜率意味着海平面每变化 1m,则 $\delta^{18}O_B$ 和 $\delta^{18}O_P$ 出现 0.00995‰和 0.01022‰的变化率,与 Chappell 等(1986)的估算值(0.00997‰/1m)和 Fairbanks 等(1986)根据巴巴多斯珊瑚 $\delta^{18}O$ 的估算值(0.01‰/1m)非常接近。综观 112 ka 以来的 $\delta^{18}O_P$ 曲线,与海平面变化曲线基本一致,仅反映了很小的由于表层水温降低所造成的差别。这可以说明 112ka 以来,*G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$ 值基本上记录了冰体积的变化,由温度效应所造成的 $\delta^{18}O$ 值变化很小。部分地支持了 Shackleton 等(1973)的结论——"一个热带南太平洋岩芯的 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$ 记录了海水氧同位素组成的变化,而其栖息温度自晚更新世以来基本保持不变。" 112ka 以来浮游有孔虫相对新几内亚海平面的线性回归方程是,$\delta^{18}O = -2.37 - 0.0095S$(海平面),$r = 0.814$(图 4-6)。

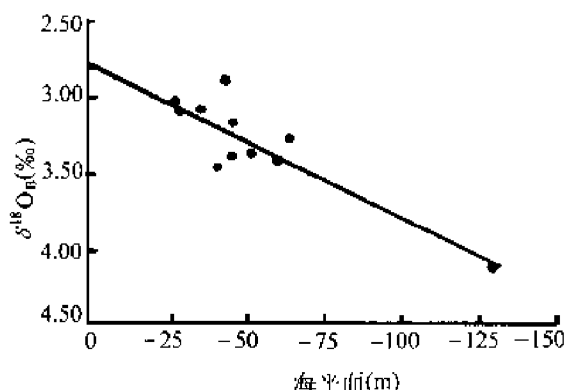


图 4-5 新几内亚 Huon 半岛海平面与相应年代 SO49-8KL 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$

$\delta^{18}O = 2.78 - 0.009995S$(海平面), $r = 0.91$

Fig. 4-5 Sea-level curve derived from the Huon Peninsula, New Guinea, versus equivalent benthic foraminiferal $\delta^{18}O$ in core SO49-8KL

$\delta^{18}O = 2.78 - 0.009995S$(sea-level), $r = 0.91$

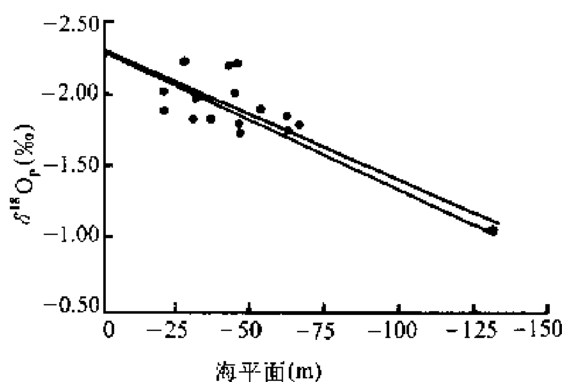


图 4-6 新几内亚 Huon 半岛海平面与约相同年代 SO49-8KL 岩芯浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$

图中上方的回归线为 0～112ka B.P.，$\delta^{18}O = -2.37 - 0.0095S$(海平面)，$r = 0.814$；下方的回归线为 0～72ka B.P.，$\delta^{18}O = -2.37 - 0.01022S$(海平面)，$r = 0.907$

Fig. 4-6 Sea-level curve derived from the Huon Peninsula, New Guinea, versus equivalent planktonic foraminiferal $\delta^{18}O$ in core SO49-8KL

The upper regression line for 0～112ka B.P., $\delta^{18}O = -2.37 - 0.0095S$(sea-level), $r = 0.814$; the lower regression line for 0～72ka B.P., $\delta^{18}O = -2.37 - 0.01022S$(sea-level), $r = 0.907$

二、晚第四纪以来南海的表层水团演化

浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录在满足一定的条件下，主要反映了表层水团海水的盐度和温度的变化，为了研究南海晚第四纪以来的表层水团的演化，选取了南海北部 SO49-8KL 岩芯和南海南部 SCS-15A 岩芯(Wang Chung-Ho et al.，1986)浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 对比。这两个岩芯用于 $\delta^{18}O$ 测定的浮游有孔虫种都为有袋状房室的 *G. sacculifer*(SCS-15A 岩芯采用的浮游有孔虫粒级为大于 0.15mm)，SCS-15A 岩芯的氧、碳稳定同位素组成列于表 4-2 时代由 Martinson 等(1987)的氧同位素地层学时标确定。这两个岩芯在南海的纬向差别为 8.95°。根据 SO49-8KL 岩芯和 SCS-15A 岩芯 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$ 和年代(表 2-6 和表 4-2)作图(图 4-7)，通过图 4-7 的对比可以发现在现代，氧同位素的第 1 期和第 5 期(间冰期)存在着明显的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$ 差别，但是在最末一次冰期(氧同位素的第 2、3 和 4 期)其 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$ 差别约为零。下面就利用这种氧同位素的 $\Delta\delta^{18}O$ 差别示踪研究晚第四纪以来南海表层水团的演化。

根据浮游有孔虫的氧同位素分馏机理，间冰期和冰期之间或不同站位间浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录可用下式表示：

$$\Delta\delta^{18}O_F = \Delta\delta^{18}O_T + \Delta\delta^{18}O_{G-I} + \Delta\delta^{18}O_{E-P} + \Delta\delta^{18}O_V + \Delta\delta^{18}O_H + \Delta\delta^{18}O_D \tag{4-1}$$

$\Delta\delta^{18}O_T$ 表示从间冰期到冰期或者是不同纬向站位间由于温度改变所造成的 $\delta^{18}O$ 分馏；$\Delta\delta^{18}O_{G-I}$表示间冰期到冰期由于全球性的海平面升高和降低所造成的 $\delta^{18}O$ 分馏；$\Delta\delta^{18}O_{E-P}$表示由于蒸发降雨或淡水注入所造成$\delta^{18}O$差别，即盐度效应；$\Delta\delta^{18}O_V$表示由

表 4-2　南海南部 SCS-15A 岩芯 *G. sacculifer*（with sac-like chamber）的氧、碳稳定同位素组成及年代

Table 4-2　Stable oxygen and carbon isotope composition of *G. sacculifer*（with sac-like chamber）from core SCS-15A in the southern part of the South China Sea

岩芯深度（cm）	$\delta^{18}O_{PDB}$（‰）	$\delta^{13}C_{PDB}$（‰）	年　代（ka）	氧同位素期及界限	岩芯深度（cm）	$\delta^{18}O_{PDB}$（‰）	$\delta^{13}C_{PDB}$（‰）	年　代（ka）	氧同位素期及界限
2.5	−2.87	2.04	1.7		127.5	−1.75	2.00	44.8	
7.5	−2.92	2.00	5.0	1	132.5	−1.76	1.88	47.0	
12.5	−2.96	1.94	8.3		137.5	−1.59	1.98	49.2	3
17.5	−2.51	1.77	11.7	18cm	142.5	−1.80	1.77	51.4	
22.5	−1.78	1.69	12.9		147.5	−1.88	1.81	53.5	
27.5	−1.71	1.75	13.8		152.5	−1.80	1.88	55.7	
32.5	−1.40	1.77	14.8		157.5	−1.93	1.67	57.9	160cm
37.5	−1.32	1.95	15.8		162.5	−1.83	1.83	60.1	
42.5	−1.17	1.76	16.8		167.5	−1.85	1.63	62.4	
47.5	−1.35	1.96	17.7		172.5	−1.74	1.75	64.6	
52.5	−1.44	1.81	18.7	2	177.5	−1.68	1.44	66.9	
57.5	−1.34	2.07	19.7		182.5	−1.91	1.88	69.2	
62.5	−1.43	1.99	20.6		187.5	−1.71	2.02	71.4	
67.5	−1.53	2.00	21.6		192.5	−2.11	1.85	73.7	
72.5	−1.51	2.02	22.6		197.5	−2.46	1.99	78.5	5
77.5	−1.56	2.07	23.5	80cm	202.5	−2.76	1.89	83.6	
82.5	−1.90	2.13	25.1		207.5	−2.40	1.98	88.7	
88.0	−2.08	1.85	27.5		212.5	−2.51	1.95	93.8	
92.5	−1.74	1.88	29.5		217.5	−2.35	1.94	98.9	
97.5	−1.86	1.94	31.7		222.5	−2.70	1.79	104.0	
102.5	−1.77	2.07	33.85	3	227.5	−2.62	1.73	109.1	
107.5	−1.62	1.87	36.0		232.5	−2.52	1.83	114.2	
112.5	−1.76	1.95	38.2		237.5	−2.60	1.80	119.3	
117.5	−1.77	2.02	40.4		242.5	−2.97	1.69	124.4	
122.5	−1.83	1.78	42.6		247.5	−2.67	1.41	129.5	248cm

于浮游有孔虫的生命效应所造成的氧同位素分馏，该分馏作用会使得 $\delta^{18}O$ 组成偏离氧同位素组成的平衡分馏值，但是该项在进行同种浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 随时间序列的对比时，由于其 $\delta^{18}O_V$ 为一常数，所以可以忽略；$\Delta\delta^{18}O_H$ 表示由于浮游有孔虫生长介壳时为适温而栖息深度发生变化所造成的较小的氧同位素分馏；$\Delta\delta^{18}O_D$ 表示由于浮游有孔虫的选择性溶解所造成的氧同位素分馏，溶解作用会使得 $\delta^{18}O$ 变重。

$\Delta\delta^{18}O_V$ 项对于达到平衡的浮游有孔虫、同种浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 对比或者随时间序列对比时可以忽略，在第二章已经论证了 *G. sacculifer* 达到氧同位素的平衡分馏，所以本次研究的 $\Delta\delta^{18}O_V$ 项可以忽略；$\Delta\delta^{18}O_H$ 项本身的氧同位素分馏作用，根据本章（上节）氧同位素记录与海平面变化的研究，该项可以忽略；$\Delta\delta^{18}O_D$ 项在水深小于 CLD 以浅的岩芯中不存在该效应，由于SO49-8KL岩芯（水深为1040m）和SCS-15A岩芯（水深为

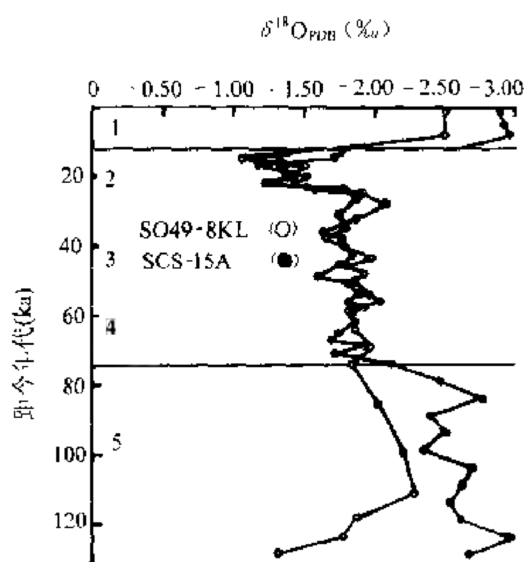


图 4-7　130 ka 以来南海北部 SO49-8KL 岩芯和南部 SCS-15A 岩芯浮游有孔虫 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$ 记录对比

图中数字表示氧同位素期

Fig. 4-7　Comparison of *G. sacculifer* $\delta^{18}O$ between northern part core SO49-8KL and southern part core SCS-15A for 130ka in the South China Sea

Numbers refer to oxygen isotope stages

1812m）都位于 CLD 以浅，所以不存在 $\Delta\delta^{18}O_D$ 效应。这样 4-1 式可以写成：

$$\Delta\delta^{18}O_F = \Delta\delta^{18}O_T + \Delta\delta^{18}O_{G-I} + \Delta\delta^{18}O_{E-P} \qquad (4\text{-}2)$$

4-2 式的 $\Delta\delta^{18}O_{G-I} + \Delta\delta^{18}O_{E-P}$，也就是古海水的 $\delta^{18}O$ 值（$\delta^{18}O_W$），由于采用的是相同时代的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$对比，对相同的地质时代，其 $\Delta\delta^{18}O_{G-I}$一致，所以，4-2 式可写成：

$$\Delta\delta^{18}O_F = \Delta\delta^{18}O_T + \Delta\delta^{18}O_{E-P} \qquad (4\text{-}3)$$

由 4-3 式可见，图 4-7 所反映的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$差别主要为温度和盐度差别。为了研究南海表层水团的演化，首先探讨现代南海的格局及其环流系统。南海分隔了亚洲大陆和东南亚群岛，北部为我国大陆，西部为中南半岛。东北部为台湾海峡，水深小于 100m。与西太平洋进行海水交换的主要通道为北吕宋海峡（巴士海峡），分别由三个海峡组成，即最北

端的巴士(Bashi)海峡,水深约为2500m;中部的巴林塘(Balintang)海峡,水深小于2000m;最南端的巴布延(Babuyan)海峡,水深小于500m。南海的东部与苏禄海接壤,有三个通道,分别是,北端的塔布拉斯(Tablas)海峡,水深小于300m;中部的民都洛(Mindoro)海峡,水深≥500m;南端的巴拉巴克(Balabac)海峡,水深小于100m。而苏禄海东部主要由一系列的岛屿所圈闭,水深都小于100m;南部通向苏拉威西海仅有一个通道,即锡布土(Sibutu)海峡,其门槛水深小于300m。其他都小于100m(图4-8)。现代南海的表层环流主要受季风控制,夏季西南季风盛行,南部表层水通过加里曼丹西侧的巽他陆架进入南中国海,然后经过北吕宋海峡(巴士海峡、巴林塘海峡和巴布延海峡)和台湾海峡进入西太平洋(图1-2a)。冬季东北季风盛行,沿岸流、热带和亚热带的太平洋表层水经台湾海峡和北吕宋海峡进入南海,绝大部分表层水经印支半岛东侧和加里曼丹西侧流出(图1-2b)。晚

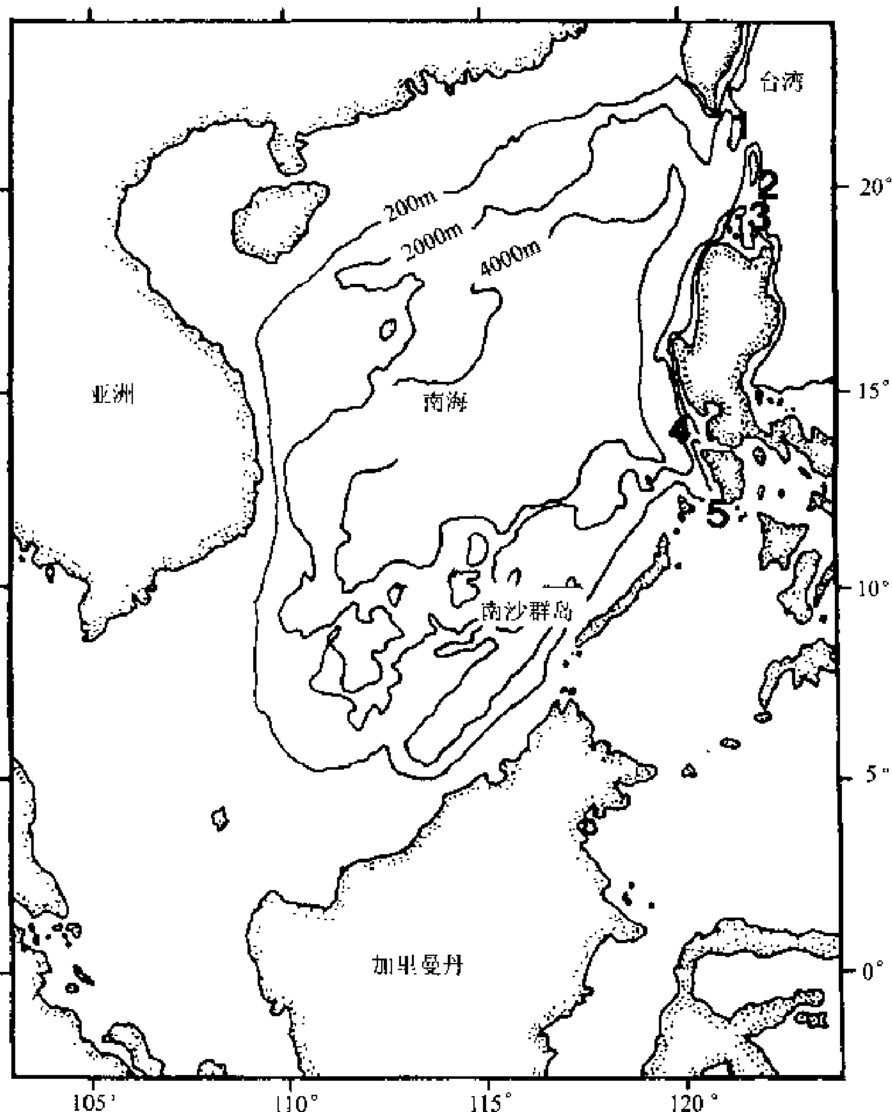


图4-8 南海水深大于100m的海峡分布图

图中1代表巴士海峡;2代表巴林塘海峡;3代表巴布延海峡;4代表塔布拉斯海峡;5代表民都洛海峡

Fig.4-8 The distributive straits of more than 100m water depth in the South China Sea

1. Bashi strait; 2. Balintang strait; 3. Babuyan strait; 4. Tablas strait; 5. Mindoro strait

第四纪以来最显著的特点是现代和间冰期时的南海为开放系统，冰期时的南海南部则为封闭系统。表层水温的特点是冬季具明显的南北纬向温度梯度（北低南高，图 1-3b），夏季的南北温度梯度不明显（图 1-3a）。

图 4-7 的对比结果表明在间冰期时南海南部 SCS-15A 岩芯的 $\delta^{18}O$ 值较北部 SO49-8KL 要轻，与现代的南海表层水温的北低南高一致（高的温度会造成轻的 $\delta^{18}O$），而现代 SCS-15A 岩芯和 SO49-8KL 岩芯附近的盐度无明显的差别，说明间冰期时的 $\Delta\delta^{18}O$ 差别主要反映了南北纬向温度梯度的差别。在氧同位素的 5.5 期出现了最大的$\Delta\delta^{18}O_{南-北}$差别，表明当时的南北温度梯度最大。

根据前述海平面变化的研究，南海冰期时的海平面明显降低，海平面降低使得南部的巽他陆架出露成陆，仅有北部的巴士海峡、巴林塘海峡、巴布延海峡、东南部的狭小的民都洛海峡（水深≤500m）和塔布拉斯海峡（水深≤300m）与外界水体交换。其显著的特点是，冰期时的南海呈半封闭状态。如果冰期时的季风条件与现代相似，那么可以推断，在冰期时的冬季，东北季风盛行，进入南海的主要水体为流经北吕宋海峡的太平洋温带表层水和沿岸流，这些表层水没能经加里曼丹西侧流出，而是形成了一个逆时针的表层环流系

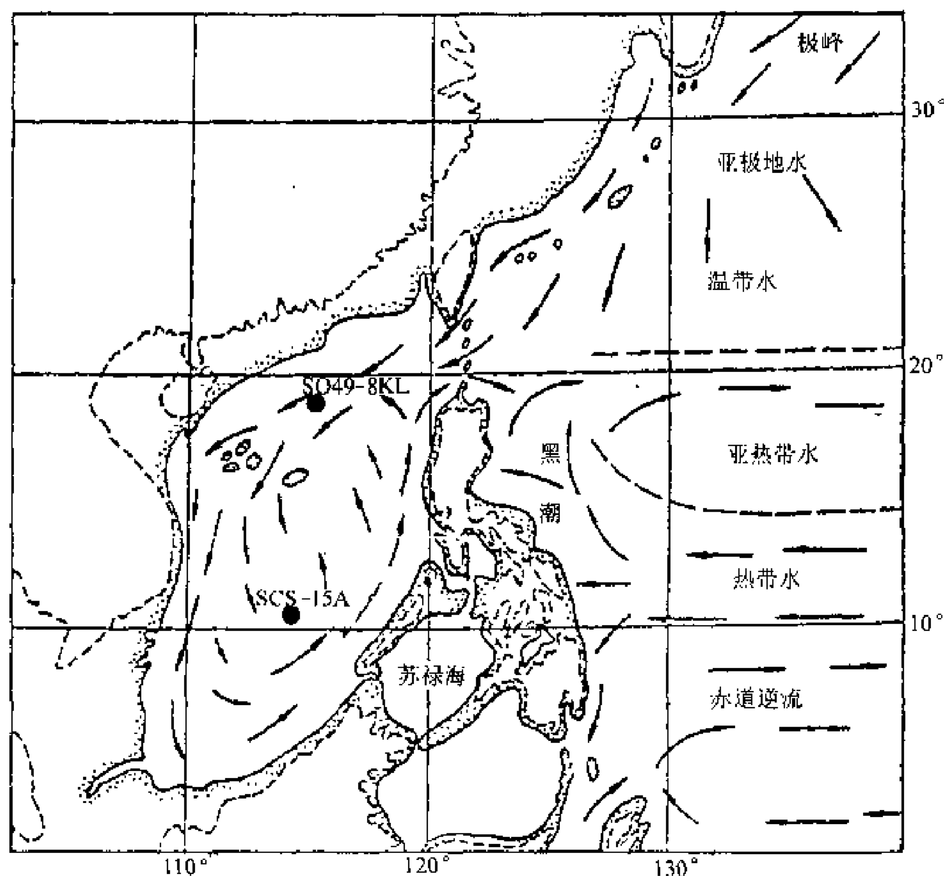


图 4-9　南海末次冰期最盛期时的冬季表层环流推测图（据汪品先等，1992）

Fig. 4-9　Inferred surface circulation pattern of the last glacial maximum for winter in the South China Sea (from Wang Pinxian et al., 1992)

统，汪品先等（1992）利用浮游有孔虫的转换函数古温度对此进行了推测（图 4-9）。冰期时的夏季，西南季风盛行，由加里曼丹西侧而来的表层水被隔绝，构成了由南海本身的表层

水流动的顺时针环流(图 4-10)。这样,冰期时的南海表层水团具有良好的循环和南北表层水的混合。本次研究的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$差别证实了冰期的南海表层水具有良好的循环混合。主要证据是,冰期时南海的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$基本相同(而间冰期时具有大的差别),由 4-3 式可知,$\Delta\delta^{18}O$ 差别主要反映了温度和盐度,最末一次冰期时南海的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$基本相同表明,南海南部和北部 *G. sacculifer* 生存深度附近表层水的温度和盐度基本相同,也说明最末一次冰期时南海的表层环流由于未能直接沿加里曼丹西侧流出或流入,从而具有强的南部和北部表层水的混合。

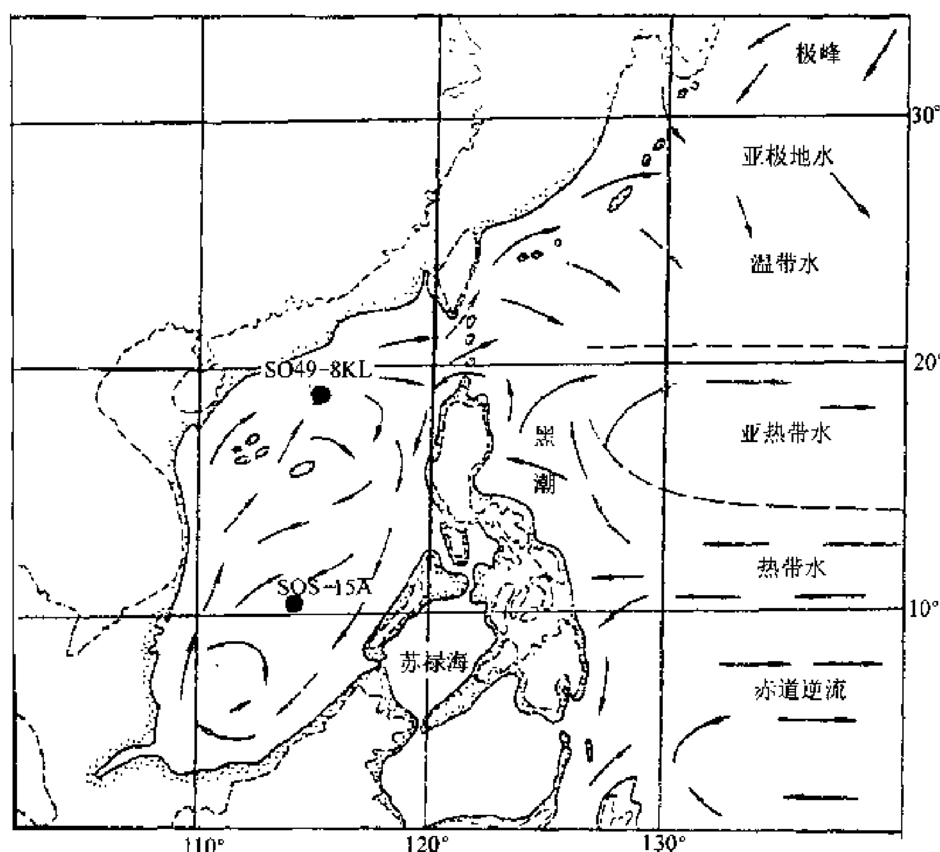


图 4-10　南海末次冰期最盛期时的夏季表层环流推测图(据汪品先等,1992)
Fig. 4-10　Inferred surface circulation pattern of the last glacial maximum for summer in the South China Sea (from Wang Pinxian et al., 1992)

三、晚第四纪以来南海沉积岩芯中有孔虫的碳同位素记录及深层水团的演化

1. 有孔虫的碳同位素记录

有孔虫壳体的 $\delta^{13}C$ 主要记录了海水中总溶解 CO_2 的碳同位素组成,平均大洋的$\delta^{13}C$ 组成约为 0‰。除全球碳贮库的变化会影响全球大洋总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 组成外,浮游和底栖有孔虫碳同位素的分馏机理有着明显的差别。对于浮游有孔虫,其碳同位素分馏的

主控因素是表层水的生产力、PO_4 和来源水（详见第二章的论证）；对于底栖有孔虫，由于底层水不存在光合作用，所以深层水的 $\delta^{13}C$ 变化主要受控于全球碳贮库的变化、有机碳的降解、不同同位素组成水团的混合和滞留时间。本部分主要探讨底栖有孔虫控制碳同位素组成变化的前两者与古海洋演化的关系和 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$（底栖有孔虫的 $\delta^{13}C_B$ 与浮游有孔虫 $\delta^{13}C_P$ 的差值）的演化，而利用后两者对深层水团演化进行的示踪将在后面研究。

前已述及，有孔虫壳体的 $\delta^{13}C$ 主要记录了海水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$，底栖有孔虫 *Cibicidoides* spp. 很好地记录了其栖息海水的 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$，海水 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$ 以 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 或 $\delta^{13}C(TCO_2)$ 表示，Duplessy 等（1984）给出的 *Cibicidoides* spp. 的 $\delta^{13}C$ 与海水的 ΣCO_2 的关系是，$\delta^{13}C_C = 0.954\delta^{13}C_{\Sigma CO_2} + 0.096$。因为 *Cibicidoides* spp. 生存在沉积物的表层（表生种），尽管与周围水体的氧同位素没有达到平衡，但是 *Cibicidoides* spp. 的 $\delta^{13}C$ 很好地记录了其周围上覆深层水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$（Duplessy et al.，1984；Curry et al.，1988），前已述及在已知的底栖有孔虫样品范围内 *C. wuellerstorfi* 是与其周围上覆深层水中的总溶解 CO_2 最接近平衡的种，而与 *C. wuellerstorfi* 共生的 *Cibicidoides* 属的其他种之间（如 *C. kullenbergi* 和 *C. bradyii*）没有出现大的 $\delta^{13}C$ 差别（见 Curry 等 1988 年的总结），所以晚第四纪以来沉积岩芯中 *C. wuellerstorfi* 和 *Cibicidoides* spp. 的 $\delta^{13}C$ 变化都能很好地反映当时深层水中总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 变化。而底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 虽然与海水达到了氧同位素平衡，但因其是内生种，其 $\delta^{13}C$ 部分地受沉积物中有机碳降解的影响（$\delta^{13}C$ 变轻），Duplessy 等（1984）给出的 *Uvigerina* spp. 的 $\delta^{13}C$ 与海水总溶解 CO_2 之 $\delta^{13}C$ 的关系式是，$\delta^{13}C_U = 0.904\ \delta^{13}C_{\Sigma CO_2} - 0.805$，通常把 *Uvigerina* spp. 的值加 0.9‰来代表海水中 ΣCO_2 的 $\delta^{13}C$。表 4-3 中给出了各岩芯不同岩芯深度处的底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$（$\delta^{13}C_B$）、浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$（$\delta^{13}C_P$）和 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$。

下面探讨中层水团岩芯（SO49-5SL 岩芯）和深层水团岩芯（V35-5、SO50-37KL 和 SO50-29KL 岩芯）底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 变化。SO49-5SL 岩芯底栖有孔虫 *U. perigrina* 的 $\delta^{13}C$ 记录了末次冰期最盛期时（氧同位素的第 2 期）较间冰期（氧同位素第 1 期）具明显轻的值（图 2-3）；V35-5 岩芯底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}C$ 同样记录了氧同位素第 2 期较第 1 期轻的值（图 2-9）；SO50-37KL 和 SO50-29KL 岩芯底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 在最末一次冰期（氧同位素的 2、3 和 4 期）记录了比间冰期（氧同位素第 1 期）要轻的 $\delta^{13}C$ 值（图 2-7 和图 2-8）。上述结果都表明底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 值具有冰期比间冰期要轻的值。$^{13}C/^{12}C$ 本身的分馏与温度的依赖关系很小（约为 0.03‰/℃，Mook et al.，1974），那么，是何种原因造成了冰期时底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值呢？首先从全球生物圈和大气圈方面探讨。冰期时全球海平面降低，全球的陆地植被面积被冰席破坏而缩小，由于陆相生物体具有很轻的 $\delta^{13}C$（约为 −25‰～−21‰，Craig，1953），所以，平均大洋水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 受生物圈碳贮库迁移（Shackleton，1977）和那时大气 CO_2 中 $\delta^{13}C$ 变化的影响。这是因为间冰期时陆地生物圈的碳贮库变大（植被和热带雨林在间冰期时增加），能结合更多的 ^{12}C 进入陆相生物体，因此大气 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 变重，海-气交换后引起全球平均大洋水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 轻值（即间冰期时底栖有孔虫记录的重 $\delta^{13}C$）；冰期时热带雨林减少和植被面积被冰席破坏而缩小，被结合进入陆相物体富 ^{12}C 的 CO_2 的数量减少，使得大气

表 4-3 南海 SO49-5SL、SO49-8KL、SO50-37KL 和 SO50-29KL 岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C_B$、浮游有孔虫的 $\delta^{13}C_P$ 和 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ 及其年代

Table 4-3 $\delta^{13}C_B$ of benthic foraminifera, $\delta^{13}C_P$ of planktonic foraminifera, $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ and their ages from cores SO49-5SL, SO49-8KL, SO50-37KL and SO50-29KL in the South China Sea

岩芯深度 (cm)	$\delta^{13}C_B$ (‰)	$\delta^{13}C_P$ (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ (‰)	年 代 (ka)
SO49-5SL 岩芯				
15	-0.53	0.93	-1.46	2.6
35	-0.53	1.01	-1.54	5.9
45	-0.62	1.14	-1.76	7.6
68	-0.92	1.11	-2.03	11.6
75	-0.78	1.10	-1.88	12.4
100	-0.94	1.07	-2.01	14.5
115	-1.00	1.12	-2.12	15.8
130	-1.19	1.08	-2.27	17.1
143	-0.93	1.09	-2.02	18.2
175	-0.53	1.18	-1.71	21.0
203	0.05	1.13	-1.08	23.3
260	-0.06	1.31	-1.37	35.4
280	-0.08	1.31	-1.39	40.1
300	-0.14	1.04	-1.18	44.8
380	-0.57	1.03	-1.60	61.3
395	-0.23	0.87	-1.10	64.8
175	0.06*	1.18	-1.12	21.0
203	0.21*	1.13	-0.92	23.3
240	0.35*	1.39	-1.04	30.7
260	0.09*	1.31	-1.22	35.4
280	0.43*	1.31	-0.88	40.1
300	0.32*	1.04	-0.72	44.8
320	0.11*	0.94	-0.83	49.5
340	0.11*	0.70	-0.59	54.2
360	0.25*	0.91	-0.66	59.0
380	0.12*	1.03	-0.91	61.3
SO49-8KL 岩芯				
2	-0.40	2.06	-2.46	0.8
22	-0.15	1.61	-1.76	8.3
62	-0.60	1.89	-2.49	15.0

续表

岩芯深度（cm）	$\delta^{13}C_B$ （‰）	$\delta^{13}C_P$ （‰）	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ （‰）	年 代 （ka）
103	−0.70	1.64	−2.34	19.6
143	−0.65	1.70	−2.35	24.1
173	−0.70	2.04	−2.74	28.1
193	−0.63	1.89	−2.52	30.8
223	−0.47	1.54	−2.01	34.8
243	−0.49	1.88	−2.37	37.5
263	−0.63	1.53	2.16	40.2
283	−0.39	1.54	−1.93	42.9
303	−1.00	1.81	−2.81	45.6
323	−0.24	1.69	−1.93	48.2
343	−0.51	1.56	−2.07	50.9
363	−0.74	1.65	−2.39	53.6
383	−0.90	1.90	−2.80	56.3
403	−0.87	1.40	−2.27	61.5
423	−0.44	1.69	−2.13	64.1
443	−0.82	1.68	−2.50	69.0
463	−0.80	1.79	−2.59	73.9
483	−0.73	1.91	−2.64	86.4
503	−0.64	1.64	−2.28	98.9
523	−0.85	1.52	−2.37	111.4
533	−0.86	1.54	−2.40	117.7
563	−0.56	0.98	−1.54	127.8
583	−0.95	1.24	−2.19	131.6
603	−0.81	1.55	−2.36	135.1
613	−0.85	1.60	−2.45	136.8
703	−0.99	1.29	−2.28	151.7
763	−0.83	1.33	−2.16	161.7
783	−1.01	1.51	−2.52	165.1
803	−1.10	1.46	−2.56	168.4
823	−0.91	1.35	−2.26	171.7
843	−0.99	1.17	−2.16	175.1
883	−1.14	1.12	−2.26	180.6
903	−0.81	0.99	−1.80	183.3

续表

岩芯深度（cm）	$\delta^{13}C_B$ （‰）	$\delta^{13}C_P$ （‰）	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ （‰）	年　代 （ka）
923	−0.62	1.23	−1.85	185.5
943	−0.96	1.46	−2.42	187.7
960	−0.42	1.67	−2.07	189.6
SO50-37KL 岩芯				
1	0.27	1.33	−1.06	0.1
11	0.30	1.55	−1.25	1.2
21	0.30	1.65	−1.35	2.3
31	0.27	1.44	−1.17	3.3
41	0.18	1.41	−1.23	4.3
51	0.14	1.40	−1.26	5.2
61	0.08	1.22	−1.14	6.2
91	0.06	1.24	−1.18	9.1
101	−0.07	1.28	−1.35	10.1
121	−0.17	1.28	−1.45	12.1
131	−0.12	1.14	−1.26	12.6
141	−0.29	1.18	−1.47	13.2
151	−0.15	0.92	−1.07	13.8
161	−0.30	1.29	−1.59	14.4
171	−0.25	1.13	−1.35	15.0
181	−0.20	1.25	−1.45	15.8
191	−0.12	1.27	−1.39	16.5
201	−0.19	1.20	−1.39	17.3
211	−0.22	1.25	−1.47	18.0
221	−0.27	1.32	−1.59	18.8
231	−0.23	1.36	−1.59	19.6
241	−0.35	1.33	−1.88	20.3
251	−0.17	1.22	−1.39	21.1
261	−0.21	1.31	−1.52	21.8
271	−0.22	1.24	−1.46	22.6
281	−0.16	1.28	−1.44	23.4
291	−0.19	1.33	−1.52	24.1
301	−0.05	1.39	−1.44	25.4
311	−0.23	1.51	−1.74	26.6

续表

岩芯深度（cm）	$\delta^{13}C_B$ （‰）	$\delta^{13}C_P$ （‰）	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ （‰）	年 代 （ka）
321	-0.15	1.43	-1.58	27.7
331	-0.21	1.31	-1.52	28.8
341	-0.07	1.57	-1.64	29.9
351	-0.10	1.68	-1.78	31.1
361	0.05	1.57	-1.52	32.2
371	-0.01	1.99	-2.00	33.3
381	0.01	1.48	-1.47	34.4
391	-0.01	1.58	-1.59	35.6
401	-0.09	1.57	-1.66	36.7
411	-0.01	1.32	-1.33	37.8
421	-0.09	1.34	-1.43	38.9
431	-0.08	1.54	-1.62	40.1
441	-0.17	1.52	-1.69	41.2
451	-0.07	1.32	-1.39	42.3
461	-0.03	1.57	-1.60	43.4
471	0.01	1.31	-1.32	44.6
481	-0.10	1.45	-1.55	45.7
491	-0.03	1.05	-1.08	46.8
501	-0.06	1.21	-1.27	47.9
511	-0.10	1.19	-1.29	49.1
521	-0.08	1.24	-1.32	50.2
531	-0.08	1.37	-1.45	51.7
541	-0.19	1.18	-1.37	53.2
551	-0.24	1.11	-1.35	54.7
561	-0.22	1.22	-1.44	56.0
571	-0.28	1.01	-1.29	57.2
581	-0.41	1.02	-1.43	58.4
591	-0.38	0.89	-1.27	59.7
611	-0.20	1.05	-1.25	62.6
621	-0.26	1.05	-1.31	64.1
631	-0.34	1.04	-1.38	65.3
641	-0.33	1.22	-1.58	66.5
651	-0.16	1.17	-1.33	67.6

续表

岩芯探度 (cm)	$\delta^{13}C_B$ (‰)	$\delta^{13}C_P$ (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ (‰)	年 代 (ka)
661	-0.13	1.04	-1.17	68.8
671	-0.04	1.00	-1.04	70.2
681	0.02	1.20	-1.18	71.9
691	0.03	1.25	-1.22	73.9
701	0.07	1.48	-1.41	76.1
711	0.06	1.34	-1.28	78.2
721	0.04	1.15	-1.11	80.2
741	0.49	0.93	-1.44	84.1
751	-0.10	1.24	-1.34	86.1
761	-0.14	1.28	-1.42	88.0
771	-0.02	1.34	-1.36	90.0
781	0.01	1.13	-1.12	91.9
791	-0.20	1.31	-1.51	93.8
801	-0.01	1.35	-1.36	95.6
811	0.01	1.21	-1.20	97.5
821	0.06	1.16	-1.10	99.4
831	0.08	1.30	-1.22	101.3
841	0.01	1.34	-1.33	103.1
851	-0.19	1.35	-1.54	105.0
SO50-29KL 岩芯				
1.5	0.36	2.14	-1.78	0.2
11	0.29	2.03	-1.74	1.4
21	0.31	2.09	-1.78	2.8
31	0.32	2.07	-1.75	4.1
41	0.20	1.75	-1.55	5.4
51	0.13	1.99	-1.86	6.7
61	-0.09	1.73	-1.82	8.0
71	-0.02	1.33	-1.35	9.2
81	-0.06	1.80	-1.86	10.3
91	-0.16	2.03	-2.19	11.5
101	-0.07	1.88	-1.95	12.5
111	-0.13	2.17	-2.30	13.3
121	-0.16	1.65	-1.81	14.2

岩芯深度（cm）	$\delta^{13}C_B$ （‰）	$\delta^{13}C_P$ （‰）	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ （‰）	年 代 （ka）
131	−0.22	1.86	−2.08	15.0
141	−0.22	1.69	−1.91	15.5
151	−0.22	2.08	−2.30	16.0
161	−0.17	1.80	−1.97	16.4
171	(−0.94)	1.72	−2.66	16.9
181	−0.16	1.72	−1.88	17.4
191	−0.26	1.58	−1.84	17.9
201	−0.22	1.61	−1.83	18.4
211	−0.24	2.02	−2.26	18.8
221	−0.21	1.78	−1.99	19.3
231	−0.15	1.48	−1.60	19.8
241	−0.27	1.91	−2.18	20.3
251	−0.11	2.11	−2.22	20.8
261	−0.11	2.03	−2.03	21.2
271	−0.29	2.05	−2.34	21.7
281	−0.32	2.02	−2.34	22.2
291	−0.01	2.01	−2.02	22.7
301	−0.14	1.65	−1.79	23.2
311	−0.05	1.67	−1.72	23.6
321	−0.08	1.77	−1.85	24.1
331	−0.04	1.86	−1.90	25.4
341	(−0.50)	1.77	−2.20	27.3
345.5	−0.20	1.64	−1.84	28.1
351	−0.25	1.85	−2.10	29.1
361	−0.08	1.84	−1.92	31.0
371	−0.02	1.51	−1.53	32.8
381	−0.05	1.52	−1.57	34.6
391	−0.04	1.68	−1.72	36.5
401	−0.05	1.89	−1.94	38.3
421	−0.04	1.69	−1.73	42.0
431	−0.05	1.66	−1.71	43.9
441	−0.09	1.92	−2.01	45.2
461	−0.01	1.68	−1.69	47.7

续表

岩芯深度(cm)	$\delta^{13}C_B$ (‰)	$\delta^{13}C_P$ (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ (‰)	年 代 (ka)
471	-0.11	1.54	-1.65	49.0
481	(-0.68)	1.55	-2.23	50.2
491	-0.02	1.73	-1.75	51.3
501	-0.07	1.98	-2.05	52.4
521	-0.13	1.39	-1.53	54.6
531	-0.12	1.44	-1.56	55.7
541	-0.13	1.26	-1.39	56.8
551	-0.23	1.22	-1.45	57.9
561	-0.30	1.43	-1.73	59.0
581	-0.34	1.29	-1.63	60.3
591	-0.35	1.29	-1.64	61.2
631	-0.35	1.58	-1.93	64.1
651	-0.22	1.64	-1.86	64.9
671	-0.12	1.21	-1.33	67.3
681	-0.03	1.57	-1.60	68.1
701	-0.14	1.14	-1.28	69.6
741	0.19	1.19	-1.00	72.8
751	-0.03	1.85	-1.88	73.6
761	-0.30	1.52	-1.82	74.5
781	0.08	1.59	-1.51	76.4
791	-0.08	1.66	-1.74	77.3
801	0.08	1.47	-1.55	78.3
811	0.03	1.52	-1.49	79.3
821	-0.22	1.50	-1.72	80.9
831	-0.20	1.19	-1.39	82.6
841	-0.02	1.43	-1.45	84.3
851	-0.11	1.90	-2.01	85.9
881	-0.06	1.67	-1.73	91.0
901	-0.17	1.30	-1.47	93.8
911	-0.10	1.43	-1.53	95.2
921	-0.25	1.22	-1.47	96.6
931	0.07	1.10	-1.03	98.0
941	0.00	1.47	-1.47	99.4

续表

岩芯深度 (cm)	$\delta^{13}C_B$ (‰)	$\delta^{13}C_P$ (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ (‰)	年 代 (ka)
951	0.07	1.54	−1.47	100.8
961	0.04	1.51	−1.47	102.2
971	−0.24	1.47	−1.71	103.6
981	−0.18	1.28	−1.46	105.0
991	0.07	1.36	−1.43	106.4
992.5	−0.03	1.59	−1.62	106.6

表中 * 和 SO50-37KL 岩芯以及 SO50-29KL 岩芯底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 的种属全部为 *C. wuellerstorfi*，其他均为 *U. perigrina*。SO49-8KL 岩芯和 SO50-37KL 岩芯浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 的种属为 *G. ruber*。SO49-8KL 岩芯浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 的种属为有袋的 *G. sacculifer*。SO50-29KL 岩芯浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 的种属为无袋的 *G. trilobus sacculifer*。

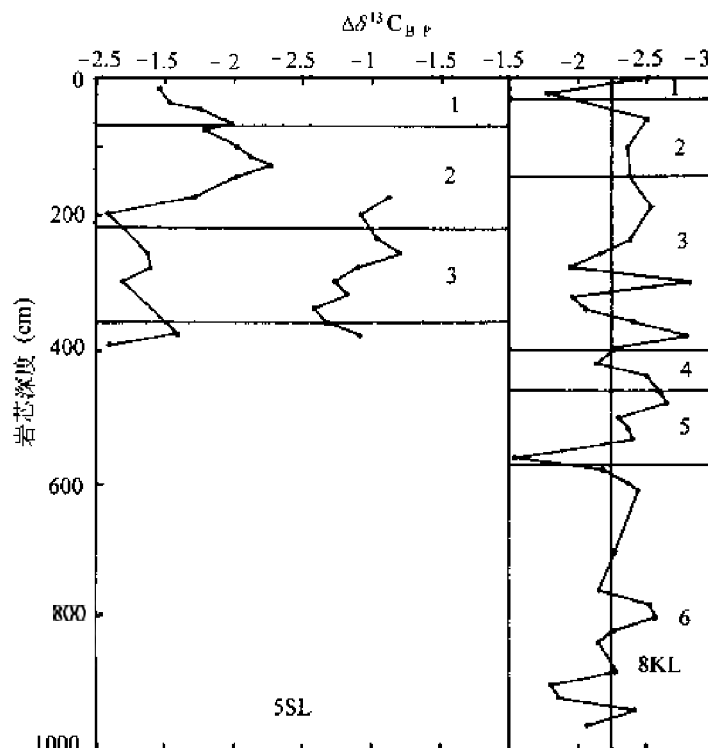


图 4-11 南海 SO49-5SL 和 SO49-8KL 岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$

图中数字表示氧同位素期

Fig.4-11 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ values from cores SO49-5SL and SO49-8KL in the South China Sea

Numbers refer to oxygen isotope stages

CO_2 的 ^{12}C 与间冰期相比要富集（具轻的 $\delta^{13}C$ 值），海-气交换后引起全球平均大洋水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 变轻（即冰期时底栖有孔虫记录的 $\delta^{13}C$ 轻值）。因为底层水不存在同表层水那样的光合作用合成有机碳（质）的过程，所以，底栖有孔虫很好地记录了平均大洋水总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 变化，也很好地反映了陆相生物体→大气 CO_2→海洋的 $\delta^{13}C$ 响应。这种陆海响应引起了全球尺度上海洋总溶解 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 在冰期时的轻值。

$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$所代表的主要意义探讨如下。浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 与底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 相比具有明显的重值。在第二章已经对控制浮游有孔虫 $\delta^{13}C$ 重值和轻值的因素进行了详细探讨，即浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 与光合作用合成有机碳的程度（生产力的高低）、PO_4 被利用程度及来源水有关，由于光合作用优先结合 ^{12}C 进入有机碳，所以，$\delta^{13}C_P$ 的重值反映高的生产力和 PO_4 被利用的程度高，$\delta^{13}C_P$ 的轻值则与此相反。对于底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$，除反映了总体水平上冰期与间冰期全球碳贮库的迁移外，还取决于底层水有机碳的降解，当输出生产力高时，会有更多的有机碳降解，因为有机碳降解释放的 CO_2 具轻的 $\delta^{13}C$，所以，记录在底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 会变轻，底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 轻值越明显，说明自表层向海底输送的生产力（有机碳）越高。这样如果 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$的绝对差值越大，所反映的生产力越高（碳的生物泵作用越强）。

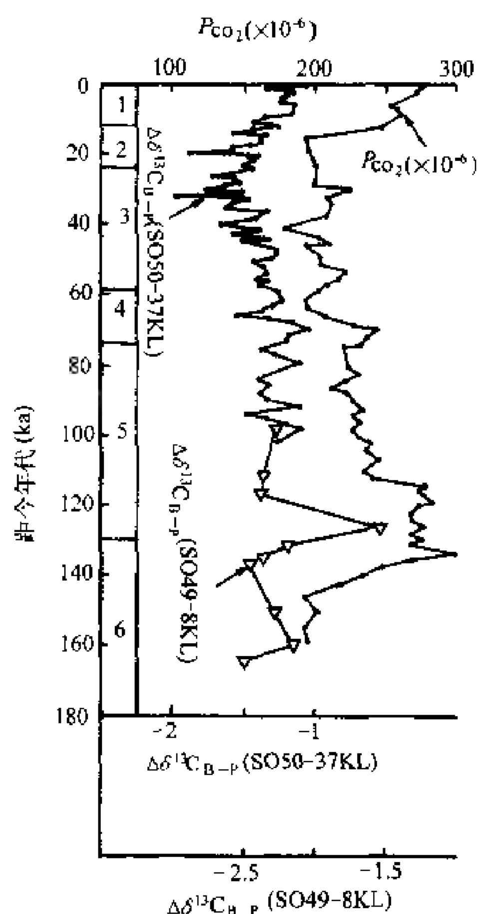


图 4-12 晚第四纪以来南海 SO50-37KL 和 SO49-8KL 岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$和南极 Vostok 冰岩芯二氧化碳含量记录(Barnola et al.,1987)的对比

Fig. 4-12 Carbon dioxide concentrations in the Vostok ice core from Antarctica (Barnola et al., 1987), compared with $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ of cores SO50-37KL and SO49-8KL in the South China Sea

对 4 个岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 减去浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 的差值（$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$）进行了计算（表 4-3）。SO49-5SL 岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$结果（图 4-11）表明在氧同位素的第 2 期具有明显大的绝对差值；SO49-8KL 岩芯的结果（图 4-11）为氧同位素的第 2 和 6 期具大的绝对差值；SO50-37KL 岩芯的结果（图 2-7）表明最末一次冰期时（氧同位素的第 2、3 和 4

期）较间冰期（氧同位素的第 1 和 5 期）具明显大的绝对差值；SO50-29KL 岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$也在氧同位素的第 2 和 3 期记录了大的绝对差值(图 2-8)，主要反应了强的生物泵作用。对于 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$所代表的大气 P_{CO_2}的意义，目前在认识上尚有差别。主要是以下原因，约 160ka 以来的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$曲线(太平洋区 V19-30 岩芯，Shackleton et al.，1983)与南极 Vostok 冰岩芯的大气 P_{CO_2}的记录(Barnola et al.，1987)在变化趋势上基本一致，V19-30 岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$值分别为底栖有孔虫 *U. senticosa* 的 $\delta^{13}C$ 与浮游有孔虫 *Neoloboquadrina dutertrei* 的$\delta^{13}C$ 差值。早期曾认为 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$可定量反映大气 P_{CO_2}的变化。Berger 等(1992，1994)在承认 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$与大气 P_{CO_2}变化具有相似的基础上，对此提出的疑问是，到底哪一条 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$曲线可以作为全球性有效的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$差别？其他问题涉及到大气 P_{CO_2}与深层水的碱度有关等。为了进一步采用高分辨率岩芯的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$进行检验，对约 110ka 以来的 SO50-37KL 岩芯高分辨率的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$曲线和相对较低分辨率的 SO49-8KL 岩芯约 160～100ka 以来的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$曲线与 Vostok 冰岩芯大气 P_{CO_2}的记录(Barnola et al.，1987)进行了对比(图 4-12)，两者间的确存在着好的相关。其主要原因还是与生物生产力的碳泵作用有关。但是由于 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$还与 PO_4 的被利用程度和来源水等有关，例如在上升流区和弱上升流区会存在着 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$的差别，所以由某一岩芯的$\Delta\delta^{13}C_{B-P}$来代表全球平均大气 P_{CO_2}的定量水平是困难的。

2. 晚第四纪以来南海深层水团的演化

研究地质历史上深层水团的演化，对现代大洋深层水团(图 4-13)(Gordon，1991)的认识是必要的。从对流的角度看，大洋的深层水团主要有两个：北大西洋深层水(NADW)，由北向南在约 3000m 的深度进入南极环极地流(ACC)，在此混合后可进入到北太平洋；南极底层水(AABW)向北达北太平洋、北大西洋和印度洋。另外一个无对流补充深层水团为北太平洋深层水(NPDW)，流向为由北太平洋向南在约 3000m 的深度处进入环极地深层水(CDW)并可经 CDW 进入大西洋，该水团本身是由垂向扩散形成的，不需要对流补充。而 NADW 的对流补充是，热盐环流由太平洋开始(一支开始于南太平洋，一支开始于北太平洋)，经印尼附近海域进入印度洋，携带了印度洋的高温、高盐表层水后，最终进入北大西洋，和南极中层水一起成为 NADW 的重要对流补充；AABW 的对流补充为，南极底层水进入各大洋时缓慢上升并被低密度水(包括北大西洋深层水和北太平洋深层水)回流混合的环极地深层水(CDW)的上升流，该相对较暖(约 1℃)的深层水的上升流转换成冷的南大洋表层水(接近海水的冰点，约 －1.85℃)，仅停留 1～2 年就转换成 AABW。以上三个水团的一个重要特点是，都在南极环极地流(ACC)处会聚，所以全球大洋深水环流和相应的对流补充，既具有各自的特点，又有着有机的整体联系。上述三个水团的主要热盐特点是，NADW 为盐度最高的水团，盐度约为 34.9‰，位温约为 2～3℃；NPDW 的盐度最低，约为 34.65‰，位温约为 1.5～2℃；AABW 的盐度约为 34.69‰～34.73‰，位温约为 0～0.5℃。除上述特点外，对流水团 NADW 和 AABW 的显著特点是，作为 NADW 重要对流补充的热盐环流(约为 10℃的等温线以浅)长期保持着与大气接触，所以，形成的 NADW 具有明显重的 $\delta^{13}C$($\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$约为 1.1‰，表 4-4，Curry et al.，

AABW 南极底层水
NPDW 北太平洋深层水
ACC 南极环极地流

SAMW 亚南极模式水
AAIW 南极中层水
RSDW 红海深层水
NADW 北大西洋深层水

图 4-13 现代太平洋、大西洋和印度洋水团的主要运移通路和分布图(据 Gordon, 1992)

Fig. 4-13 Map view of the major pathways and distribution of watermasses in the Pacific Ocean, Atlantic Ocean and Indian Ocean (from Gordon, 1992)

1988)和低的 PO_4 含量(约为 1.0μmol/kg)。而作为 AABW 对流补充的 CDW 的涌升流，几乎与大气隔绝，且具老水的特点，故形成的 AABW 具明显轻的 $\delta^{13}C$($\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 约为 0.30‰，表 4-4)和高的 PO_4 含量(约为 2.3μmol/kg)。由于不同水团具不同的碳同位素值，也就构成了碳同位素示踪深层水团演化的基础。研究深层水团的演化有着重要的意义，因为底层水和深层水团的消长以及所需要的补充对流是全球内部气候因素受控的重要要素之一，据估算，如果现代 NADW 停止，则北大西洋表层水温将会降低 6℃(Gordon, 1991)，末次冰期最盛期时的 NADW 仅被局限在北大西洋 40°N 以北的海域(Duplessy et al., 1988)。

表 4-4 南极底层水、南大洋表层水和北大西洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 和 PO_4 含量的极值

Table 4-4 The end-member values of $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ and PO_4 contents for Antarctic Bottom Water, Southern Ocean Surface Water and North Atlantic Deep Water

水团	$\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ (‰)	PO_4 (μmol/kg)
南极底层水	0.3	2.3
南大洋表层水	2.0	0.0
北大西洋深层水	1.1	1.0

深层水的运移，随着其运移路径的长短及其滞留时间，可分为短滞留时间深层水团(谓之新水)和长滞留时间的深层水团(谓之老水)，例如 NADW 具短的滞留时间，谓之新水；而 AABW 和 NPDW 具有长的滞留时间，所以具有老水的特点。根据深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 可以对深层水的滞留时间的长短进行示踪，其基本原理是，深层水团随着运移距离的增加会接收较多由有机碳降解所产生的 CO_2，由于有机碳降解所产生的 CO_2 具有轻的 $\delta^{13}C$，所以老水的深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 具有相对新水要轻的值。

对南海南部 V35-5 岩芯(水深 1950m)底栖有孔虫 *C. wuellerstorfi* 和 *C. kullenbergi* 的 $\delta^{13}C$ 以及南海北部 SO50-37KL(水深 2695m)和 SO50-29KL(水深 3766m)两个岩芯底栖有孔虫种 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}C$(也就是深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 记录)在全新世(0～5ka)和末次冰期最盛期时(17～22ka)的值进行了统计(表 4-5)，统计的目的是为了更好地反映间冰期和冰期时深层水 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 的总体水平。从表 4-5 可以清楚地看出，南海南部 V35－5 岩芯在晚全新世(0～5ka)和末次冰期最盛期(17～22ka)时底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 所记录的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 与南海北部的 SO50-37KL 和 SO50-29KL 相比都具有明显的轻值。由此获得的认识是，现代和末次冰期时的南海南部的上深层盆地水团与北部相比具明显的长滞留时间和老水的特点。

关于碳同位素示踪新的深层水团形成和不同深层水团间混合的基本方法和原理是，其一，由于不同的深层水团具有不同的碳同位素组成，所以可根据 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 的变化直接示踪(如对北大西洋深层水演化的示踪，Curry et al., 1988；Duplessy et al., 1988)；其二是，如果深层水团存在着混合则必然会发生 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 的混合(变轻或变重)，所以由 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 的变

表 4-5 晚全新世(0～5ka)和末次冰期最盛期(17～22ka)时 3 个南海深层水团岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 的对比

Table 4-5 $\delta^{13}C$ of benthic foraminifera comparison between interglaciation (0～5ka) and last glacial maximum from 3 deepwater cores of the South China Sea

岩 芯	水 深 (m)	晚全新世(0～5ka)($\delta^{13}C$) (‰)	冰期(17～22ka)($\delta^{13}C$) (‰)	$\Delta\delta^{13}C_{冰-间}$ (‰)
V35-5(南部)	1950	0.04 ± 0.06, $n=9$	-0.34 ± 0.03, $n=5$	-0.38
SO50-37KL(北部)	2695	0.24 ± 0.07, $n=6$	-0.234 ± 0.06, $n=7$	-0.48
SO50-29KL(北部)	3766	0.32 ± 0.03, $n=4$	-0.20 ± 0.07, $n=10$	-0.52

轻或变重(在同时考虑到有机碳降解的情况下)可对深层水团的混合进行示踪。因为全球海洋的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 与 PO_4 相关,符合式 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2} = \delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$(暖表层水) $- 0.94PO_4$(μmol/kg)(Broecker,1982),也就是说水团中的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 为重值时,PO_4 含量则低,反之亦然。通常在水团演化特性表述上谓之高养分水团和低养分水团。

现代南海下深层盆地水(2000m 以深)两个岩芯在晚全新世(0～5ka)和末次冰期最盛期(17～22ka)时 *C. wuellerstorfi* 的 $\delta^{13}C$ 与太平洋岩芯和南大洋岩芯 *Cibicidoides* spp. 的 $\delta^{13}C$(Curry et al.,1988)的对比列于表 4-6。通过表 4-6 可以看出,晚全新世(0～5ka)时底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的太平洋和南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 较南大洋要轻,与现代深层水团的分布相符,主要依据是,因为现代南大洋的深层水为北大西洋深层水和流向为向南的北太平洋深层水的混合,所以南大洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 应介于北大西洋深层水和北太平洋深层水之间,即南大洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 较北大西洋深层水要轻,但是,与北太平洋深层水相比要重。此外,尽管底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的晚全新世(0～5ka)时南海下深层盆地水和北太平洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 都较南大洋深层水要轻,但是底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的晚全新世南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 较北太平洋深层水要重,并且与南极底层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$(约为 0.3‰)较接近,说明晚全新世时南海的下深层盆地水受到了涌升的南极底层水的影响。如果冰期时的南海下深层盆地水、北太平洋深层水和南大洋深层水的深水环流体系还像现代那样,南海下深层盆地水和北太平洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 应比南大洋要轻,但对比的结果(表 4-4)恰恰相反,即底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的太平洋和南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 具有较南大洋要重的值,底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 比南大洋要重 1 倍以上(重 0.24‰),底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的太平洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 比南大洋重 0.17‰。Curry 等(1988)根据冰期时底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的太平洋深层水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 较南大洋要重的结果,认为末次冰期时的太平洋深层水可能有一个低养分水源(团)产生于该大洋。本次研究表明末次冰期时南海的下深层盆地水的确混入了一个低养分(低 PO_4)重 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 的水团。该低养分水团只能形成于太平洋向下的垂向混合和南海本身的向下垂向混合。南海本身的向下垂向混合的论据是,南海下深层盆地水岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 所记录的下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 较太平洋深层水要重。

表 4-6 南海、太平洋和南大洋深层水岩芯晚全新世(0～5ka)与冰期(17～22ka)时底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 对比

Table 4－6 $\delta^{13}C$ for benthic foraminifera comparison from deep water cores among the South China Sea, Pacific Ocean and the South China Sea during interglaciation (0～5ka) and glaciation (17～22ka)

海　区	水深范围(m)	岩芯数(个)	晚全新世(0～5ka)($\delta^{13}C$)(‰)	冰期(17～22ka)($\delta^{13}C$)(‰)	$\Delta\delta^{13}C_{冰-间}$(‰)
南大洋	3193～4194	3	0.35±0.07	－0.46±0.10	－0.81
太平洋	2942～3603	4	0.12±0.17	－0.29±0.29	－0.41
南　海	2695～3766	2	0.28±0.06	－0.22±0.02	－0.50

四、晚第四纪以来南海表层水的古盐度

全球海洋海水中的氧同位素和盐度实测结果表明，海水中氧同位素与盐度相关(Craig and Gordon, 1965)，全球尺度上海水中的 $\delta^{18}O$ 与盐度的相关式约为 $\Delta\delta^{18}O/\Delta S = 0.5‰$($\Delta S$ 表示盐度差别, Broecker, 1989)，在北太平洋区其关系式为(Craig and Gordon, 1965)：

$$\delta^{18}O_{SMOW} = -18.5 + 0.54\ S \qquad (4\text{-}4)$$

由式 4-4 可见要确定地质历史上表层水的古盐度变迁，首先要获得地质历史上古海水的 $\delta^{18}O$ 值。与海水达到氧同位素平衡分馏的浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$(如 *G. sacculifer* 和 *G. ruber*)与温度有关。Craig(1965)给出的计温公式是：

$$t = 16.9 - 4.2(\delta^{18}O_C - \delta^{18}O_W) + 0.13(\delta^{18}O_C - \delta^{18}O_W)^2 \qquad (4\text{-}5)$$

上式 t 表示温度(℃)；$\delta^{18}O_C$ 代表浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_{PDB}$ 值；$\delta^{18}O_W$ 代表古海水的氧同位素值，其标准为平均大洋水，即 $\delta^{18}O_{SMOW}$。通过 4-4 式可见，如果获得了与海水达到氧同位素平衡分馏的浮游有孔虫的 $\delta^{18}O_{PDB}$ 和表层水的古温度，即可由式 4-4 求出古海水的 $\delta^{18}O_W$，然后由式 4-5 可求出古盐度。

由式 4-5 计算古海水的 $\delta^{18}O_W$ 值时，要充分考虑氧同位素的平衡分馏条件，未与海水达到氧同位素平衡分馏的浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 不仅仅取决于温度，不适用于式 4-5。在第一章已经述及浮游有孔虫种 *G. sacculifer* 和 *G. ruber* 与海水达到了氧同位素平衡分馏，所以本次研究采用了有袋的 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$ 值。由 SO49-8KL 岩芯的浮游有孔虫 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}O$、浮游有孔虫转换函数夏季表层古水温(SST_S)和冬季表层古水温(SST_W)的年平均温度，通过式 4-5 计算求得了古海水的 $\delta^{18}O$(表 4-7)，然后由 4-4 式计算求出了南海晚第四纪约 189ka 以来的古盐度(表 4-7，图 4-14)。表层层位计算的盐度(33.74‰)与该岩芯位置附近实测的秋季表层水的盐度(33.79‰)接近。SO49-8KL 岩芯所反映的晚第四纪以来的古盐度变化是，晚全新世(0～8.3ka)记录了低的古盐度，氧同位素的第 5 期和氧同位素第 6 期早期(约 160～180ka)也记录了低的古盐度，明显的高盐度发生在末次冰期最盛期(氧同位素的第 2 期)和氧同位素第 6 期的 130～150ka，氧同位素

第 3 和第 4 期的古盐度介于末次冰期最盛期和晚全新世古盐度之间。最高的古盐度发生在氧同位素第 6 期的约 135ka，为 36.22‰，其次为氧同位素的第 2 期，分别是，在约 21.9ka 时为 35.65‰，15ka 时为 35.62‰。约 189ka 以来古盐度变化的显著特点是在氧同位素第 6 期的约 150～130ka 和氧同位素的第 2 期记录了明显高的古盐度。

表 4-7　南海 SO49-8KL 岩芯 189ka 以来的古盐度记录

Table 4-7　Paleosalinity record during 189ka from core SO49-8KL of the South China Sea

年代 (ka)	层　位 (cm)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	SST_S (℃)	SST_W (℃)	年平均水温 (℃)	古海水的 $\delta^{18}O_W$(‰)	古盐度 (‰)
0.8	0～4	2.50	28.9475	24.7951	26.87	−0.28	33.74
8.3	20～24	−2.50	29.2557	24.5555	26.91	−0.27	33.76
13.0	40～44	−1.33	28.4226	21.8964	25.16	0.53	35.24
15.0	60～64	−1.06	28.343	21.3720	24.86	0.74	35.62
17.3	80～84	−1.51	28.1437	20.4732	24.31	0.17	34.57
19.6	100～105	−1.38	28.5436	22.5082	25.53	0.56	35.30
21.9	120～125	−1.22	28.8030	22.5170	25.66	0.75	35.65
24.1	140～145	−1.77	28.8536	23.2334	26.04	0.28	34.78
25.5	150～155	−1.88	28.9560	22.3598	25.66	0.09	34.43
30.8	190～195	−1.74	29.2508	24.0247	26.64	0.43	35.06
34.8	220～225	−1.78	28.6558	21.3983	25.03	0.05	34.35
37.5	240～245	−1.65	28.7205	21.2261	24.97	0.17	34.57
42.9	280～285	−1.89	28.3897	21.0667	24.73	−0.12	34.04
45.6	300～305	−1.79	28.4289	21.6940	25.06	0.05	34.35
48.2	320～325	−1.92	28.9624	22.8415	25.90	0.10	34.44
50.9	340～345	−1.86	28.3746	22.6680	25.52	0.08	34.41
53.6	360～365	−1.96	28.7776	23.0667	25.92	0.06	34.37
56.3	380～385	−2.02	28.5010	21.6725	25.09	−0.18	33.95
61.5	400～405	−1.81	28.6386	21.5718	25.11	0.04	34.33
64.1	420～425	−1.85	29.0345	23.5704	26.30	0.25	34.72
69.0	440～445	−1.97	29.4236	24.9043	27.16	0.31	34.83
73.9	460～465	1.82	28.8907	22.7424	25.82	0.18	34.59
86.3	480～485	−2.02	29.1532	23.9300	26.54	0.13	34.50

续表

年代 (ka)	层 位 (cm)	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	SST_S (℃)	SST_W (℃)	年平均水温 (℃)	古海水的 $\delta^{18}O_W$(‰)	古盐度 (‰)
98.9	500~505	-2.21	29.4526	25.4606	27.46	0.13	34.50
111.4	520~525	-2.28	28.9973	23.7370	26.37	-0.16	33.96
117.7	530~535	-1.87	29.3028	24.3287	26.82	0.34	34.89
123.8	540~545	-1.75	29.0926	23.7820	26.44	0.38	34.96
127.8	560~565	-1.30	29.0308	22.7594	25.90	0.72	35.59
131.6	580~585	-0.83	28.5723	21.9484	25.26	0.91	35.94
135.1	600~605	-0.68	28.2707	20.9044	24.59	1.06	36.22
136.8	610~615	-0.90	28.6188	22.0259	25.32	0.99	36.09
138.4	620~625	-0.96	28.1501	20.9250	24.54	0.77	35.69
141.8	640~645	-1.07	28.4258	22.3014	25.36	0.83	35.80
145.1	660~665	-0.95	28.0322	19.5328	23.78	0.61	35.39
148.4	680~685	1.22	28.3343	20.4570	24.40	0.48	35.15
151.7	700~705	-1.55	28.5751	21.9976	25.29	0.34	34.89
155.1	720~725	-1.24	28.3211	21.0662	24.69	0.52	35.22
158.4	740~745	-1.34	27.4497	19.6810	23.57	0.18	34.59
161.7	760~765	-1.65	27.6545	19.4205	23.54	-0.14	34.00
168.4	800~805	-1.78	28.3650	21.6183	24.99	0.04	34.33
171.7	820~825	-1.69	27.8360	19.9475	23.84	-0.11	34.06
175.1	840~845	-1.62	28.1950	20.9735	24.58	0.12	34.48
180.6	880~885	-1.90	28.1783	21.8080	24.99	-0.08	34.11
183.3	900~905	-1.85	27.9998	21.3240	24.90	-0.05	34.17
185.5	920~925	-1.52	28.6313	22.7501	25.69	0.45	35.09
187.7	940~945	-1.36	29.3159	23.8262	26.57	0.80	34.74
188.8	950~955	-1.75	29.0191	22.1496	25.58	0.20	34.63

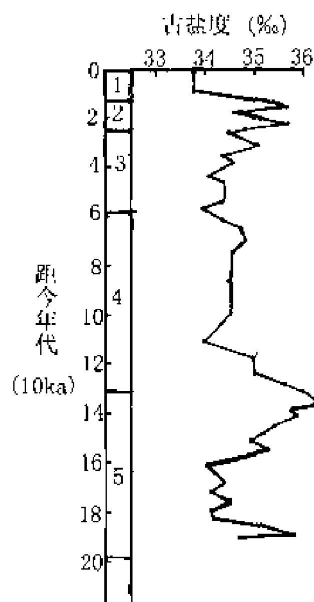


图 4-14 南海晚第四纪以来的古盐度记录(SO49-8KL 岩芯)

图中数字表示氧同位素期

Fig. 4-14 Paleosalinity records from core SO49-8KL since Late Quaternary in the South China Sea

Numbers refer to oxygen isotope stages

五、晚第四纪以来有孔虫壳体中镉的实验分析及其所反映的南海中层水、深层水界限附近的水团的演化

有孔虫壳体中的 Cd/Ca 分析是最近发展起来的一门新技术，特别是底栖有孔虫的 Cd/Ca 的分析结果用于中层水和深层水团的演化示踪非常有效，是一个有用的示踪剂。它和底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 分析一样，都具有很好的示踪效果。但是有孔虫壳体中的 Cd/Ca 分析技术要求很高(主要是有孔虫壳体中含有其他污染物质)，目前世界上只有少数几个实验室能进行该项分析。本次研究成功地进行了有孔虫壳体中 Cd/Ca 的实验分析，也填补了国内(除台湾省外)的分析空白，并利用获得的底栖有孔虫的 Cd/Ca 结果对晚第四纪以来的南海中层水团/深层水团的演化进行了示踪研究。

1. 有孔虫壳体中镉/钙的分析实验

(1) 有孔虫样品的挑选和清洗

本次研究所分析底栖有孔虫 Cd/Ca 采用的岩芯为 SO49-8KL，底栖有孔虫样品挑选的前处理方法是，将取得的沉积物样品放在玻璃器皿内用蒸馏水浸泡，然后放入超声波清洗槽分散样品，过大于 0.063mm 的网筛湿筛，低温烘干后，在双目镜下挑选出底栖有孔虫 *Uvigerina* spp.，155～160cm 段一个层位的底栖有孔虫为 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.。挑选的底栖有孔虫重量一般均为 0.5～2mg，清洗后的样品约为 0.31～1.88mg。

关于有孔虫壳体所需的重量，由于自制了原子吸收光谱取液体用的微量样品管，一般约需有孔虫样品 0.3～1.5mg。

有孔虫样品的清洗方法非常重要，因为有孔虫壳体在形成时受到了其他诸如铁、锰、硅等微量元素的污染，由还原复合清洗液(reductive/complexing cleaning treatment, Boyle, 1981)可以很好地清洗去除此类污染，还原复合清洗液的配方是：

25g 盐酸羟胺($NH_2OH \cdot HCl$) + 300ml 去离子水 + 200ml 浓铵(conc·NH_3) + 25g 柠檬酸($C_6H_8O_7 \cdot H_2O$)，在清洗使用前加 0.5g 硫代硫酸钠($Na_2S_2O_3$)于 10ml 上述溶液中。

具体的清洗步骤是：

① 把挑选好的有孔虫样品放入微量样品管，用微量移液器移入 0.5ml 甲醇溶液注入到微量样品管，将微量样品管放入超声波清洗槽的浮力垫孔内，超声波振荡清洗 20 秒；

② 自超声波清洗槽内将微量样品管取出，用另一支微量移液管将甲醇溶液吸出，然后加入 0.5ml 的去离子水，再放入超声波清洗槽振荡清洗 15 秒，然后将水溶液吸出；

③ 重复①、②清洗步骤两次；

④ 用微量移液管移入 0.5ml 的还原复合清洗液注入微量样品管，在超声波清洗槽内振荡清洗 35 分钟；

⑤ 取出微量样品管，将还原复合清洗液吸出，注入 0.5ml 去离子水，在超声槽内振荡清洗 15 秒，将水溶液吸出后，再注入 0.5ml 的去离子水，在超声波清洗槽内再振荡清洗 15 秒；

⑥ 吸出水溶液，使样品低温干燥。

(2) 有孔虫样品溶解

有孔虫样品的溶解采用 pH 为 5.5 的 2mol/l 的醋酸铵(CH_3COONH_3)缓冲溶液。台湾中山大学顾孔春① 的研究表明，溶液中碳酸钙的浓度会影响原子吸收光谱测定时的 Cd 吸收值，随着碳酸钙浓度的增加 Cd 吸收值增加，所以控制碳酸钙的浓度为一固定浓度，可以避免碳酸钙基质对 Cd 测定的干扰。本次研究控制的碳酸钙(分子量为 100)浓度为 0.05mol(5g/l)，具体控制的方法是，将清洗后的样品用十万分之一的天平称重，根据有孔虫样品($CaCO_3$)的重量，每毫克样品加入 200μl 的醋酸铵缓冲溶液，即控制碳酸钙的浓度为 0.05mol/l，SO49-8KL 岩芯底栖有孔虫每个样品的重量和所加入的醋酸铵缓冲溶液列于表 4-8。具体样品溶解的步骤是：

① 配制 pH 为 5.5 2mol/l 的醋酸铵缓冲溶液，根据每个样品的重量，每毫克加入 200μl 的醋酸铵缓冲溶液至微量样品管；

② 将微量样品管移入超声波清洗槽内振荡 30 分钟，以使得有孔虫样品快速溶解，放置过夜以确信反应全部完成；

③ 将含有样品液的微量管放入离心机离心 10 分钟，然后用微量移液器将样品液移入自制的微型样品管，待原子吸收光谱测定。

(3) 原子吸收光谱测定

分析测定采用的 Z2/3030 型原子吸收光谱，控制的仪器条件是，波长为 228.8nm；光

---

① 顾孔春，1991，南海 SCS-15A 岩芯中浮游有孔虫化石化石镉含量之探讨。"国立中山大学"海洋地质研究所硕士论文，1～62。

表 4-8 SO49-8KL 岩芯各层位底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 和 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.(＊)的重量和加入的 2mol/l 醋酸铵缓冲溶液的容量

Table 4-8 Weight of *Uvigerina* spp. and *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.(＊) in different core depth from core SO49-8KL and the volume of inpouring 2mol/l buffer solution of CH_3COONH_3

层 位 (cm)	样品和样品管总重 (g)	样品管重 (g)	样品重 (mg)	加入的醋酸铵容量 (μl)
40～43	4.55969	4.55917	0.52	104
50～53	4.61357	4.61305	0.52	104
55～58	4.40130	4.0080	0.50	100
84～90	5.22538	5.22485	0.53	106
105～140	4.92859	4.92671	1.88	376
155～160*	4.51094	4.51037	0.57	114
215～220	5.82159	5.82125	0.34	68
275～280	5.06224	5.06170	0.54	108
305～310	4.55846	4.55815	0.31	62
385～400	4.77480	4.77368	1.12	224
435～440	4.60472	4.60310	1.62	324
455～460	4.30765	4.30710	0.55	110
465～470	4.74015	4.73921	0.94	188
485～480	4.32426	4.32387	0.39	78
495～500	4.40440	4.40389	0.51	102
505～510	4.56171	4.56108	0.63	126
525～530	4.16990	4.16938	0.52	104
555～570	5.25591	5.25541	0.50	100

＊表示 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.,其他均为 *Uvigerina* spp.。

栅宽度为 0.7;灯管类型为 Cd 空心阴极灯;石墨管为涂层石墨管(平台);气体流速为 300ml/s,原子化时停气;干燥温度为 120℃,升温时间为 10 秒,等温时间也为 10 秒;灰化温度为 300℃,升温时间为 5 秒,等温时间为 10 秒;原子化温度为 2000℃,升温时间为 0 秒,等温时间为 5 秒;清除温度为 2600℃,升温时间为 1 秒,等温时间为 3 秒。上机测试前首先配制以 pH=5.5～2mol/l 醋酸铵缓冲溶液为基质的 Cd 标准溶液,首先测定 Cd 标准溶液的 Cd 吸收值,测量时采用峰高测定,标准溶液的浓度及镉吸收值列于表 4-9,然后测定每个样品的 Cd 吸收值,同样采用峰高测量(在进行痕量 Cd 的测试时一定要采用峰高测量,而不能用峰面测量),Cd 的浓度由仪器的计算机系统直接给出,获得的 SO49-8KL 岩芯的测量结果(Cd 的吸收值和 Cd 浓度)列于表 4-10。

表 4-9　标准溶液的 Cd 浓度和吸收值

Table 4-9　Cadmium concentration and absorption values of standard solution

Cd 浓度(μg/l)	吸收值
0	0.048
1	0.173
2	0.268
3	0.354
4	0.394

(4) 有孔虫样品 Cd/Ca(nmol/mol)的换算

仪器测出的有孔虫样品的 Cd 浓度(μg/l)可用下式转 换成 nmol Cd/mol Ca:

nmol Cd/molCa = Cd 浓度/Cd 原子量(μg/μmol)/Ca 浓度(mol/l)

$$= \text{Cd 浓度}/(112.4\times 0.05/1000) = 178\times \text{Cd 浓度}(\mu g/l) \qquad (4\text{-}6)$$

由式 4-6 计算获得了 SO49-8KL 岩芯有孔虫样品的 Cd/Ca 值(表 4-10),分析误差主要来自于样品的称重和微量移液管定量的准确度,十万分之一天平的最小读数为 0.01mg,由最小读数除以样品的重量为称重时的误差;微量移液管的最小刻度为 1μl,由最小刻度除以每个样品所需加入的醋酸铵缓冲溶液,可获得加液时的误差。两者相加即为分析误差(表 4-10)。

表 4-10　SO49-8KL 岩芯底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 和 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.(*)的 Cd 吸收值、Cd 浓度和 Cd/Ca 数据

Table 4-10　Cd absorption values, Cd concentration and Cd/Ca data from benthic foraminifera *Uvigerina* spp. and *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.(*) of core SO49-8KL

层　位(cm)	Cd 吸收值	Cd 浓度(μg/l)	Cd/Ca (n mol/mol)	误　差(%)
40~43	0.084	0.295	52.51	2.89
50~53	0.114	0.537	95.59	2.89
55~58	0.112	0.517	92.03	3.00
84~90	0.088	0.324	57.67	2.83
105~140	0.092	0.357	63.55	0.80
155~166*	0.102	0.441	78.50	1.51
215~220	0.109	0.497	88.47	4.41
275~280	0.159	0.916	163.05	2.78
305~310	0.112	0.523	93.09	4.84
385~400	0.082	0.279	49.66	1.34
435~440	0.130	0.672	119.62	0.93
455~460	0.134	0.699	124.42	2.73
465~470	0.145	0.793	141.15	1.60
485~490	0.116	0.556	98.97	3.85

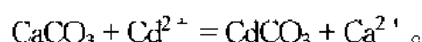
续表

层　位(cm)	Cd吸收值	Cd浓度(μg/l)	Cd/Ca (n mol/mol)	误　差(%)
495~500	0.108	0.490	87.22	2.94
505~510	0.114	0.533	94.87	2.38
525~530	0.167	0.981	174.62	2.89
555~570	0.153	0.861	153.26	3.00

* 表示 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.，其他均为 *Uvigerina* spp.。

2. 有孔虫壳体中的镉/钙所反映的南海中层水、深层水界限的演化

现代全球混合层以深海水中的Cd含量与PO_4有着很好的正相关，即当海水中的Cd含量增加时，PO_4含量也增加。Boyle(1988)给出的Cd-PO_4的相关式是，在PO_4含量低于1.3μmol/kg的海水中(主要为大西洋区和上层水体海洋区的数据)，$Cd = 2.1 \times 10^{-4}[PO_4]$，在$PO_4$含量大于1.3 μmol/kg的海水中(主要为南大西洋和太平洋区的数据)，$Cd = 4.0 \times 10^{-4}[PO_4]$。碳酸钙质有孔虫壳体在形成时，海水中的$Cd^{2+}$可以取代$Ca^{2+}$进入有孔虫壳体，其反应式为：



$$CaCO_3 + Cd^{2+} = CdCO_3 + Ca^{2+}。$$

Boyle(1981)指出有可能利用有孔虫壳体中的Cd/Ca作为化学古海洋学研究的示踪剂，Hester和Boyle(1982)利用一些岩芯表层底栖有孔虫的Cd/Ca研究表明其上覆海水中的Cd成比例的进入有孔虫壳体，Boyle(1988)利用更多岩芯表层底栖有孔虫的Cd/Ca数据也证明底栖有孔虫的Cd/Ca与估算的底层海水中的Cd正相关(同样对PO_4也为正相关)，并且在底栖有孔虫 *Uvigerina* spp.、*C. wuellerstorfi*、*C. kullenbergi* 和 *Nuttallides umbonifera* 之间没有系统的种属间的差别。利用沉积岩芯中底栖有孔虫的Cd/Ca作为深层水团演化示踪剂的基本原理是，由于Cd/Ca与PO_4相关，不同的深层水团具有不同的PO_4(如前述已论证的高PO_4和低PO_4水团的差别)，Boyle(1988)认为最合理的假设是全球大洋中Cd的收支很可能在几十万年以来保持恒定，并且末次冰期时太平洋Cd的减少(如水深3210m TR163-318岩芯底栖有孔虫的Cd记录)大约是补偿冰期时大西洋Cd增加的数量。而底栖有孔虫的碳同位素示踪研究也表明这种假设是合理的，这样底栖有孔虫中Cd的变化就反映了中层水团或深层水团的变化。所以在底栖有孔虫中记录的高Cd/Ca浓度，则反映了中层水或深层水团的高PO_4浓度，也就是高养分水团；相反底栖有孔虫的Cd/Ca如果记录了低的浓度，则表明低养分水团的存在。因而底栖有孔虫的Cd/Ca在指示中层水团和深层水团的演化方面是一个有用的示踪剂。它和底栖有孔虫的$\delta^{13}C$在示踪水团演化方面具有相同的作用。为了示踪水团演化，本书重点研究了底栖有孔虫的Cd/Ca。

SO49-8KL岩芯位于南海北部水深1040m处，位于中层水团、深层水团的界限附近。SO49-8KL岩芯底栖有孔虫的Cd/Ca的分析结果列于表4-10并绘制出图4-15。该岩芯某些层位的底栖有孔虫含量很低，所以挑选的底栖有孔虫数量不能满足分析的需要，但是，跨越末次冰期和间冰期(氧同位素的第5期)的大多数关键层位的底栖有孔虫含量较高，能满足实验分析的需要，为本次研究提供了基本材料。通过表4-10和图4-15可

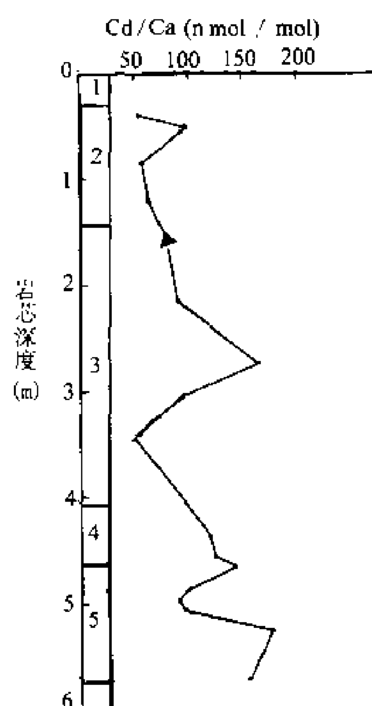


图 4-15　南海北部 SO49-8KL 岩芯底栖有孔虫 *Uvigerina* spp. 和 *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp.(▲)的 Cd/Ca 含量

图中数字表示氧同位素期

Fig. 4-15　Cd/Ca of benthic foraminifera *Uvigerina* spp. and *Uvigerina* spp. + *Cibicidoides* spp. (▲) from core SO49-8KL in the South China Sea

Numbers refer to oxygen isotope stages

以看出,氧同位素第 5 期的 114ka 以前和第 3 期的 275～280cm 处(约 41.5ka 时)记录了高的 Cd/Ca 值,由于 Cd/Ca 与 PO_4 呈明显的正相关,所以表明当时的水团性质具有高养分(高 PO_4)的特点,其他时期(如典型的氧同位素第 2 期)都具有低的 Cd/Ca 值,据此获得的示踪结果是,冰期时特别是氧同位素的第 2 期的南海中层水团、深层水团界限附近存在着明显的低养分水源。这与利用 $\delta^{13}C$ 示踪深层水团演化的结果(冰期时的南海深层水团混入了一个明显的低养分水团)一致。

结　论

通过上述研究，获得的结论总结如下：

1. 在南海北部陆坡的 SO49-18 剖面的 SO49-5SL、SO49-8KL 和 SO49-12 岩芯发现了由于底层流的簸筛作用而形成的有孔虫砂和粉砂分选层。其主要特点一般是以砂和粉砂粒级为主(大于 60%～69%)，由粒级所反映的水动力条件一般是，弱→强→弱。

2. 南海北部晚第四纪以来沉积岩芯中正常深海沉积物的类型为粉砂质粘土，其大于 0.063mm 粒级含量在晚第四纪以来的变化与碳酸钙曲线基本一致。沉积物具明显的间冰期、冰期的颜色分界，如在氧同位素的第 5 期为灰白色，而在氧同位素的第 6 期为暗褐色，其颜色分界即为氧同位素 5、6 期的界限。

3. 晚第四纪以来南海北部陆坡沉积岩芯中记录了在由冰期向间冰期过渡时由于底层流的侵蚀作用面造成的沉积间断(如 $\delta^{18}O$ 的 9、10 和 1、2 期界限转折)。

4. 对位于南海北部坡前盆地的 SO49-14KL 岩芯(水深 3634m)进行了仔细的沉积岩性甄别和全粒级的粒度分析，该岩芯自约 130ka 以来共记录了 10 个浊流沉积层和两个滑坡沉积层，浊积层总的特点是自底部向上砂和粉砂的含量递减，正粒序，一个显著的特点是浊积层的碳酸钙含量都很高，反映了由于快速沉积而来不及溶解的特点，浊积层在间冰期和冰期时都有记录，滑坡层主要在间冰期有记录(氧同位素的第 1 期和第 5 期)，在氧同位素的第 5 期记录了一个典型的由滑坡导致浊流沉积的层位。

5. 根据浮游和底栖有孔虫的氧同位素组成，分别建立了晚第四纪以来 4 个岩芯高分辨率和 4 个岩芯较高分辨率的氧同位素地层。

6. 在国际上首次正式建立了晚更新世以来的标准碳同位素地层学(SO49-37KL 岩芯)，共建立了 5 个碳同位素事件，分别是 C2.0 事件，第 1 个最轻的 $\delta^{13}C$ 轻值，时代约为 12ka，恰好对应着氧同位素的 1、2 期界限；C3.11 事件，第 1 个碳同位素的最重值，时代约为 33ka，对应着 $\delta^{18}O$ 地层学的 3.11 即将结束时；C4.0 事件，第 2 个最轻的碳同位素峰值，时代约为 59ka，恰好对应着氧同位素的 3、4 期界限；C5.1 事件，第 2 个碳同位素的最重值，时代约为 78ka，对应着 $\delta^{18}O$ 地层学的 5.1 事件；C6.0 事件，第 3 个最轻的碳同位素值，时代约为 130ka，恰好对应着 $\delta^{18}O$ 的 5、6 期界限。上述稳定碳同位素标准地层学时标的建立，使得氧、碳稳定同位素第一次成为一对匹配并互为佐证的划分地层的工具。尽管由于底栖生物的扰动作用等因素在一些岩芯中都没有全部记录上述碳同位素事件，但是在所检验的南海的 6 个岩芯、东海 1 个岩芯，以及太平洋和大西洋的 3 个岩芯中都不同程度地记录了上述碳同位素事件。根据本次碳循环理论研究，其适用范围为全球暖表层水海区，但是碳同位素的偶数事件在冷表层水区也比较清晰。上述研究结果是基本理论与实际实验数据相结合的产物，研究表明控制表层水总溶解 CO_2 之 $\delta^{13}C$ 的变化主要为有机和无机两个过程。其重要的碳循环意义是说明碳同位素的分馏与全球碳循环、生产力、来源水及 PO_4 的被利用有关。

7. 浮游有孔虫 *G. ruber* (pink)最后一次出现基面(LAD)的研究表明在陆坡区的4个岩芯中其LAD均为氧同位素的5.5期,1个岩芯中的LAD为5.1期,与太平洋和印度洋区的研究结果一致。在深海盆地区的SO49-14KL岩芯中 *G. ruber* (pink)自氧同位素第3期的即将结束时即有零星出现,属陆坡区侵蚀作用造成的再沉积产物,但是 *G. ruber* (pink)/*G. ruber* 的高百分含量为$\delta^{18}O$的5.5期。

8. 根据大量碳酸钙数据的对比研究,首次在南海正式建立了晚第四纪以来高分辨率的大西洋型碳酸钙地层学时标(在重要事件界限处作了加密至1～2cm间距的高分辨取样),共确定了SB2.0－SB6.1等13个事件并给出了各事件的年代,南海北部和南部15个岩芯的事件对比表明,所建立的碳酸钙地层学主事件在南海具广泛的代表性和可对比性,该结果为今后的研究提供了一个十分有用的划分地层的工具。

9. 晚第四纪以来南海的沉积速率和沉积通量在冰期和间冰期时的变化是,冰期时具有明显高于间冰期的平均沉积速率和沉积通量。通过高分辨率的SO49-37KL岩芯的研究表明的沉积速率和沉积通量变化的另外一个非常显著的特点是,自$\delta^{18}O$的5.5亚期以来,海退时的沉积速率和沉积通量要明显大于海进时,包括间冰期时温暖的奇数亚期向相对较冷的偶数亚期过渡时(自高海面向相对较低的海平面转变时)和氧同位素第2期时的2.21亚期向2.2亚期过渡时(该期相对较高的海平面向低海面转变时)。晚更新世以来存在着两次显著的并对碳酸钙百分含量造成稀释的陆源物质注入时期,第一次为自$\delta^{18}O$的5.1亚期向5.0期和5.0期向4.24亚期过渡时,高分辨率的SO49-37KL岩芯的研究结果表明当时具有晚更新世以来最高的沉积速率、沉积通量和非碳酸钙质的沉积通量,并在由$\delta^{18}O$的5.0期向4.24亚期过渡时对碳酸钙百分含量造成了最大的稀释(在SO49-37KL、SO49-41KL、V36-3和V36-6岩芯中都清楚地记录了晚更新世以来最低的碳酸钙百分含量);第二次为自$\delta^{18}O$的3.1亚期向3.0期过渡时(并对碳酸钙百分含量造成了很大的稀释),但其沉积速率、沉积通量、非碳酸钙质的沉积通量和对碳酸钙百分含量的稀释程度都要小于第一次。

10. 由南海126个表层沉积物的碳酸钙百分含量数据,采用一次线性回归的方法,对南海表层沉积物中的碳酸钙进行了沉积分带,0～400m为表层沉积物中碳酸钙沉积的贫乏带;400～2900m水深为碳酸钙的富集带;2900～4020m水深为碳酸钙的跃迁带。现代南海的碳酸钙溶跃面为2900m水深,碳酸钙临界补偿深度为3500m水深,小于5%的碳酸钙含量面约为4020m水深,在南海没有发现现代明显的CCD界面。造成南海的CLD和CCrD较大洋要浅的主要原因是化学、老的水团和高的生物生产力因素,化学因素主要是因为海水中的碳酸钙(方解石)饱和度,在南海深层水中的碳酸钙(方解石)的饱和度小,饱和-未饱和的界面仅为1700m水深,明显浅于大洋区,而导致南海碳酸钙(方解石)的饱和-未饱和的界面变浅的主要原因又直接取决于南海海水中的CO_3^{2-}浓度和CO_2含量,在南海现代深层海水中的CO_3^{2-}浓度明显低于大洋区,而CO_2含量则明显高于大洋区,导致海水中的高CO_2含量和低CO_3^{2-}又主要与南海的深层水为老水团和边缘海高的生物生产力有关。

11. 对南海CCrD以浅和以深的岩芯进行了碳酸钙质量堆积速率(MAR)计算,结果表明CCrD以浅和以深的岩芯都在氧同位素的1、2期和5、6期的冰消作用时记录了高的通量。碳酸钙跃迁带以浅岩芯的氧同位素第6期也记录了高的碳酸钙质量堆积速率,其

中 SO49-37KL 岩芯在氧同位素的 6.0 期－5.5 亚期,5.1 亚期－5.0 期和 3.31 亚期－3.13 亚期记录了高的碳酸钙通量。有孔虫砂和粉砂分选层同样记录了高的碳酸钙通量。但前者是高碳酸钙质生产力的反映,后者则是底层流作用的结果。

12. 在南海自浅水岩芯至深水岩芯(4095m 水深)都记录了末次冰消作用时碳酸钙百分含量的良好保存峰;末次冰消作用时的 CCrD 由现代的 3500m 水深变深至 4095m 水深,变深的幅度约为 595m。由碳酸钙百分含量的线性回归表明,末次冰消作用时的 CLD 没有随着 CCrD 的变深而明显变深。

13. SO49-14KL 岩芯(位于碳酸钙的补偿深度带,水深 3634m)浮游有孔虫的溶解指数与碳酸钙质量堆积速率(碳酸钙溶解作用程度)的研究表明,碳酸钙良好保存的 SB2.0、SB6.0 事件和氧同位素第 3 期时出现了低的溶解指数,与实际溶解作用程度相符,强烈溶解作用的第 5 期也记录了高的溶解指数,与低的碳酸钙通量相符。但是在氧同位素的第 4 期和自第 2 期开始至约 17ka(冷期)与碳酸钙通量没有可对比关系,可能受到了浮游有孔虫环境组合种的影响。SO49-14KL 岩芯底栖有孔虫占全球的百分含量与碳酸钙通量所指示的溶解作用程度有着很好的可对比关系,高碳酸钙通量对应着反映保存程度好的底栖有孔虫占全群的低百分含量,相反低碳酸钙通量则对应着反映溶解作用强的底栖有孔虫占全群的高百分含量。

14. SO49-14KL 岩芯碳酸钙的 MAR 记录确证自晚更新世以来在南海的 CCrD 深度以下与"太平洋型"的碳酸钙百分含量的溶解旋回一致,可以与 Farrell 等(1989)根据中赤道太平洋区 16 个岩芯合成的碳酸钙百分含量旋回变化有着很好的可对比关系。

15. 晚第四纪以来南海的碳循环研究表明,碳循环过程主要取决于化学、水团和生物因素。在化学上碳循环过程是无机过程和有机过程的有机联系,有机过程主要是光合作用及其逆过程,无机过程主要取决于碳酸钙的溶解与保存、深层水中的 CO_2 含量和 CO_3^{2-}(向 HCO_3^- 的转化)及那时的碳酸钙饱和度。水团因素对碳循环的影响主要是深层水团中 CO_2 含量和 CO_3^{2-} 浓度的变化。生物因素对碳循环(无机过程)的影响主要发生在表层水的碳酸钙形成及其沉降后的无机化学作用过程。

16. 共恢复了晚第四纪以来 4 个时期的碳循环图解,其主要特点分别是:现代,碳酸钙永久性的保留在 CLD(2900m 水深)以浅的沉积物贮库,部分的保留在 CCrD(3500m 水深)以浅的沉积物贮库,4020m 水深以浅的碳酸钙含量小于 5%,大部分溶解,方解石饱和-未饱和面为 1700m 水深;氧同位素第 2 期和第 3 期(不包括 24ka 前后),碳酸钙永久性的保存在 CLD 以浅的沉积物贮库,补偿深度带的碳酸钙溶解作用减弱,保存好,深层水团 CO_3^{2-} 增加,CO_2 含量减少,方解石的饱和-未饱和面下降至大于 1700m 水深;末次冰消作用时,碳酸钙永久性的保留在 CLD(3000m 水深)以浅的沉积物贮库,CCrD 变深至 4095m,补偿深度带的碳酸钙溶解作用减弱,保存良好,深层水团的 CO_3^{2-} 增加,CO_2 含量减少,方解石饱和-未饱和面下降至大于 1700m 水深;氧同位素第 5 期(124ka 以后)及第 4 期时,碳酸钙永久性的保留在 CLD 以浅的沉积物贮库,补偿深度带的碳酸钙溶解作用加强,保存差,深层水团 CO_3^{2-} 减少,CO_2 含量增加,方解石饱和-未饱和面上升至小于或等于 1700m 水深。

17. 由"Sillén"海洋"未混合"的模式可以很好地判别随着水深的增加碳酸钙饱和度增加;Sillén 海洋的"混合"模式也可以很好的判别混合作用时的状况,由于海洋存在混合作

用，深层水与饱和度（线）相比呈明显的未饱和，而过饱和-未饱和面以上的水体与饱和度（线）相比，呈明显的过饱和，在地质历史上的同一等时面，混合作用越强，过饱和-未饱和面越浅；在上述“Sillén”海洋和“Harvey”海洋基础上发展起来的“水团”海洋模式可以很好地解释晚第四纪以来的 CO_3^{2-} 浓度、CO_2 含量、碳酸钙的溶解作用（保存程度）、饱和度和过饱和面-未饱和面升降的关系。例如在氧同位素的第 5 期（124ka 以后）和第 4 期出现了强烈的溶解作用，表明深层水团含有高的 CO_2 含量和低的 CO_3^{2-} 浓度，由于增加 CO_3^{2-} 的不足，深层水的饱和度变小，未饱和的程度增加，相应的饱和-未饱和面变浅，此时表层水的碳酸钙质生物吸收 CO_3^{2-} 会适当影响表层水过饱和的程度，但对过饱和-未饱和面的抬升不起决定性的作用，例如在高碳酸钙质生产力的 6.0 期至 5.5 亚期和自约 55ka 至约 44.4ka 时以及末次冰消作用时反而出现了弱的溶解作用，表明饱和-未饱和面下降。在冰期时（如典型的氧同位素第 2 期）远距离输送（随着路径距离的增加，CO_2 含量增加）的北大西洋深层水（NADW）未进入太平洋和南海，在南海的深层水也记录到了明显低养分水团（低 PO_4、高 CO_3^{2-}）的混入，由于深层水的 CO_3^{2-} 增加，会导致过饱和-未饱和面下降，深层水的饱和度增加，未饱和的程度减小。

18. 中层水（SO49-5SL 和 SO49-8KL 岩芯）和深层水岩芯（SO49-14KL 岩芯）的有机碳通量、初级和输出生产力都记录了冰期较间冰期要高的值。SO50-29KL 岩芯（深层水团）在碳同位素的 C5.1 事件附近具有高的输出生产力，SO50-37KL 岩芯的高输出生产力与 C3.11 以后至 $\delta^{18}O$ 的 2、3 期界限附近的碳同位素重值吻合。

19. 南海 SO49-8KL 岩芯底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与新几内亚 Huon 半岛（Huon Peninsula, New Guinea）海平面变化曲线的对比发现，在 72ka B.P. 至现代，底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与海平面变化曲线吻合，特别是底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 记录与海平面变化曲线几乎一致。线性回归表明，底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 各变化 0.9995‰和 1.022‰，相当于海平面变化 100m，最低海平面发生在最末一次冰期最盛期和氧同位素第 6 期，其最大下降幅度约为 −130m。

20. 南海表层水团的演化是，现代和间冰期时的 *G. sacculifer* 具有大的 $\Delta\delta^{18}O_{南-北}$ 差别，主要反映了纬向温度梯度的差别；而冰期时，$\Delta\delta^{18}O_{南-北}$ 基本相同，表明南海南部和北部的古水温和古盐度基本相同，反映出由于冰期时海平面降低，南海南部被封闭，从而使得冰期时的表层水团具强的南北混合作用。

21. 晚第四纪以来南海中层水团和深层水团岩芯底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 都记录了冰期时较间冰期时要轻的值，反映了受全球碳贮库迁移的影响。在 SO49-5KL、SO49-8KL、SO50-37KL 和 SO50-29KL 岩芯中冰期时的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ 记录了较间冰期要负的值。氧同位素第 5 期以来，南海岩芯中的 $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ 反映了与南极冰岩芯的 P_{CO_2} 变化趋势一致的结果。

22. 南海南部上深层水团的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 记录了间冰期和冰期时较北部要明显轻的 $\delta^{13}C$ 值，表明南海南部的上深层水团具有比北部更长的滞留时间。现代南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 与南极底层水的相似，说明受到了涌升的南极底层水的影响。冰期时南海下深层盆地水的 $\delta^{13}C_{\Sigma CO_2}$ 具有比太平洋深层水和南极底层水要重的值，证明冰期时一个低养分（低 PO_4）的水团产生于太平洋和南海的向下垂向扩散。

23. 晚第四纪约 186ka 以来的表层水古盐度研究结果是，晚全新世、氧同位素的第 5 期和氧同位素第 6 期的 160～180ka 记录了低的古盐度，而在氧同位素第 2 期和第 6 期的约 130～150ka 时，记录了高的古盐度，氧同位素第 3 和 4 期的古盐度介于氧同位素第 2 期和晚全新世的中间值。

24. 成功地进行了有孔虫壳体中 Cd/Ca 的实验分析，底栖有孔虫 Cd/Ca 的示踪结果为，冰期时（如典型的氧同位素第 2 期）与间冰期（氧同位素第 5 期的 114ka 以前）相比具有明显低的 Cd/Ca 含量，进而表明晚第四纪以来南海冰期时的中层水团、深层水团附近混入了一个明显的低养分（低 PO_4）水团。

参 考 文 献

中国科学院南沙综合科学考察队，1989，南沙群岛及其邻近海区综合调查研究报告(一)，下卷。科学出版社，北京，295－423页。

中国科学院南海海洋研究所，1985，南海海区综合调查研究报告(二)。科学出版社，北京，274～284页。

冯文科、薛万俊、杨达源，1987，南海北部晚第四纪地质环境。广东科技出版社，广州，1～68页。

汪品先、王律江，1992，末次冰期时南海的表层海流与古水温。业治铮、汪品先主编，南海晚第四纪古海洋学研究。青岛海洋大学出版社，青岛，56～65页。

汪品先、闵秋宝、卞云华、冯文科，1986，十二万年来南海北部陆坡的浮游有孔虫及其古海洋学意义。地质学报，第60卷，第3期，215－225页。

苍树溪，1988，粉红色红拟抱球虫在冲绳海槽区的发现及地层学意义，海洋地质与第四纪地质，第8卷，第1期，23－30页。

苍树溪等，1989，冲绳海槽15万年以来古气候初步研究。中国近海及沿海地区第四纪进程与事件。海洋出版社，北京，68－74页。

苍树溪、闫军，1992，西太平洋特定海域古海洋学。青岛海洋大学出版社，青岛，1～180页。

李绪录、詹进源，1989，南海中部深水中位温和盐度垂直分布的数字模拟——垂直扩散对流模式。海洋学报，第11卷，第1期，115～121页。

李绪录，1993，热带西太平洋18°20′N断面上部的水团特征及其对埃尔尼诺和反埃尔尼诺的响应。海洋学报，第15卷，第4期，12～18页。

杨子赓、林和茂、王圣洁、李绍全，1998，对末次间冰期南黄海古冷水团沉积的探讨。海洋地质与第四纪地质，第18卷，第1期，47～60页。

吴林兴，1983，南海东北区的二氧化碳体系。海洋与湖沼，第14卷，第2期，182～190页。

陈史坚、钟晋梁，1989，南海诸岛志略。海南人民出版社，海口，1～64页。

国家海洋局，1988，南海中部环境资源综合调查报告底质部分。海洋出版社，北京。

秦蕴珊，1963，中国陆棚海的地形及沉积物类型的初步研究。海洋与湖沼，第5卷，第1期，71～86页。

秦蕴珊、郑铁民，1982，东海大陆架沉积物分布特征的初步探讨。黄东海地质，科学出版社，北京，39～51页。

秦蕴珊、赵一阳、陈丽蓉、赵松龄，1987，东海地质。科学出版社，264－286页。

秦蕴珊、赵松龄，1991，中国陆架沉积模式研究的新进展。梁名胜、张吉林主编，中国海陆第四纪对比研究。科学出版社，北京，23～39页。

钱建兴，1990，氧同位素地质学及其原理。海洋出版社，北京，1～286页。

钱建兴，1994a，南中国海8KL岩芯氧同位素第6期以来的氧、碳稳定同位素记录与堆积速率研究。沉积学报，第12卷，第3期，21－28页。

钱建兴，1994b，南海8KL岩芯的氧同位素记录与海平面变化。地质学报，第68卷，第4期，368～378页。

Andersen, N. R. and A. Malahoff, 1977, The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Ocean. Plenum Press, New York, 749.

Arrhenius, G. O. S, 1952, Sediment cores from the east Pacific. Rep. Swed Deep Sea Exped. 1947～1948, Vol. 5, 1～228.

Bard, E., 1988, Correction of accelerator mass spectrometry C-14 ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implication. Paleoceanography, Vol.3, No.6, 635～645.

Barnola, J. M., D. Raynuad, Y. S. Rorot Revich and C. Lorius, 1987, Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO_2. Nature, Vol.329, 408～414.

Berger, W. H., 1970, Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. Mar. Geol., Vol.8, 111～138.

Berger, W. H., C. G. Adelseck and L. A. Mayer, 1976, Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean.

Journal of Geophysical Research, Vol. 81, 2595～2603.

Berger, W. H., 1977, Deep Sea carbonate and deglaciation preservation sprike in pteropods and foraminifera. Nature, Vol. 269, 301～304.

Berger, W. H., 1979, Impact of deep sea drilling on paleoceanography. In Talwani, M. and W. B. F. Ryan (eds.), Maurice Ewing Symposium Series, No. 2, American Geophysical Union, 298～314.

Berger, W. H. and R. S. Keir, 1984, Glacial-Holocene changes in atmospheric CO_2 and deep-sea record. In Hansen, J. E. and T. Takahashi (eds.), Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophysical Monography 29, Am. Geophysical Union, Nashington, D. C. 337～338.

Berger, W. H., 1985, CO_2 increase and climate prediction: clues from deep sea carbonates. Episodes, Vol. 8, No. 3, 163～168.

Berger, W. H. and J. C. Herguera, 1992, Reading the sedimentary record of the Ocean's productivity. In Falkowski, P. G. and A. D. Woodhead (eds.), Primary Productivity and Biogeochemical Cycle in the Sea, Plenum Press, New York, 455～485.

Berger, W. H., J. C. Herguera, C. B. Lange, and R. Schneider, 1994, Paleoproductivity: flux proxies versus nutrient proxies and other problems concerning the Quaternary productivity record. NATO ASI Series, Vol. 117. In Zahn, R. et al. (eds.), Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 385～412.

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of Some Flysch Deposits; A Graphic Approach to Facies Interpretation Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Boyle, E. A., 1981, Cadium, Zinc, Copper and Barium in foraminifera tests. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 53, 11～35.

Boyle, E. A., 1986, Paried carbon isotope and cadmium data from benthic foraminifera: implications for changes in oceanic phosphorus, oceanic circulation, and atmospheric carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 50, 265～276.

Boyle, E. A., 1988, Cadmium: chemical tracer of deepwater paleoceanography. Paleoceanography, Vol. 3, No. 4, 472～489.

Bramlette, M. N., 1961, Palagic sediment. in Oceanography, M. Sears. (ed.), Publ. Am. Assoc. Adv. Sci. Vol. 345～366.

Broecker, W. S., 1982, Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. Prog. Oceanog., Vol. 11, 151～197.

Broecker, W. S., 1989, The salinity contrast between the Atlantic and Pacific Oceans during glacial time. Paleoceanography, Vol. 4, No. 2, 207～212.

Broecker, W. S., 1990, Salinity history of the north Atlantic during the last deglaciation. Paleoceanography, Vol. 5, No. 4, 459～467.

Broecker, W. S. and F. Woodruff, 1992, Discrepancies in the oceanic carbon isotope record for the last fifteen million years? Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 56, 3259～3264.

Broecker, W. S., 1993, An oceanographic explanation for the apperent carbon isotope-cadmium discordancy in the glacial Antarctic? Paleoceanography, Vol. 8, No. 2, 137～139.

Chappell, J. and N. J. Shackleton, 1986, Oxygen isotopes and sea level. Nature, Vol. 324, 137～140.

Chuey, J. M., D. R. Rea and N. G. Pisias, 1987, Late Pleistocene paleoclimatelogy of the central equatorial Pacific, a quantitative record of eolian and carbonate deposition. Quat. Res., Vol. 28, 323～339.

Craig, H., 1953, Carbon-13 in plants and the relationships between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. Geology, Vol. 62, 115～149.

Craig, H., 1965, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In Tongiorgi, E. (ed.), Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, Spoleto, 1965, Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161～181.

Craig, H. and L. T. Gordon, 1965, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In Tongiorgi, E. (ed.), Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, Spoleto, 1965, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9～130.

Curry, W. B. ,J. C. Duplessy, L. D. Labeyrie and N. J. Shackleton, 1988, Changes in the distribution of $\delta^{13}C$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation, and the Holocene. Paleoceanography, Vol. 3, No. 4, 37 -341.

Duplessy, J. C. , A. W. H. Bé and P. L. Blanc, 1981, Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 33, 9 ~46.

Duplessy, J. C. , N. J. Shackleton, R. R. Mattews, W. Prell, W. F. Ruddiman, M. Caralp and C Hendy, 1984, C-13 record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and global deep water circulation. Quat. Res. Vol. 21, 225 - 243.

Duplessy, J C. , N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo and N. Kallel, 1988, Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation Paleoceanography, Vol. 3, No. 3, 343 - 360.

Emiliani, C. , 1955, Pleistocene temperature. Journal of Geology, Vol. 63, 538 ~578.

Eppley, R. and B. J. Peterson, 1979, Particulate organic matter flux of planktonic near production in the deep ocean. Nature, Vol. 282, 677 ~680

Epstein, S. , R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam and H. C. Urey, 1951, Carbonate-water isotopic temperature scale. Bull. Geol. Soc. Am. , Vol. 62, 417 ~ 426

Epstein, S. , R. Buchsbaum, H. A Lowenstam, and H. C Urey, 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Bull. Geol. Soc. Am. , Vol. 64, 1315 - 1326.

Fairbanks, R. G. and R. R. Matthews, 1986, The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. Quat. Res. , Vol. 10, 181 ~ 196.

Fairbanks, R. G. , 1989, A 17,000-year glacio-eustatic sea level record; influences of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature, Vol. 342, 637 ~642.

Farrell, J. W. and W. L. Prell, 1989, Climatic change and $CaCO_3$ preservation: an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. Paleoceanography, Vol. 4, No. 4, 447 ~ 466.

Fontugne, M. R. and J. C. Duplessy, 1986, Variations of the monsoon regime during the upper Quaternary: evidence from carbon isotopic record of organic matter in north Indian sediment cores. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 56, 69 ~88.

Gordon, A. L. , 1991, The role of thermohaline circulation in global climate change. In Lamont-Doherty Geological Observatory 1990 and 1991 Report, 44 ~ 52.

Hay, W. W. , 1988, Paleoceanography: a review for the GSA Centennial. Bull. Geol. Soc. Am , Vol. 100, 1934 ~ 1956.

Hays, J. D. , T. Saito, N. D. Opdyke and L. H. Burckle, 1969, Pliocene ~ Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. Bull. Geol. Soc. Am. , Vol. 80, 689 ~ 694.

Hays, J. D. , J. Imbrie and N J. Shackleton, 1976, Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice age. Science, Vol. 194, 1121 ~1132.

Hitchon, B. and H. R. Krouse, 1972, Hydrogeochemistry of the surface waters of the Machenzie River drainage basin, Canada. Ⅲ. Stable isotopes of oxygen, carbon and sulfur. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 36, 1377.

Hester, R. and E. Boyle, 1982, Water chemistry control of the Cd content of benthic foraminifera. Nature, Vol. 298, 260 - 261.

Holloway, N. H. , 1981, The North Palawan block, Philippines: its relation to the Asian mainland and its role in the Evolution of the South China Sea. Geol. Soc. Malaysia, Bull. , Vol. 14, 19 ~ 58.

Imbrie, J. , H. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntye, A C Mix, J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell and N. J. Shackleton, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In Berger, A. L. (ed.), Milankovitch and Climate, Part 1, Netherlands, D. Reide Publishing Company, 269 ~305.

Karlin, R. , M. Lyle and R Zahn, 1992, Carbonate variations in the northeast Pacific during the Late Quaternary. Paleoceanography, Vol. 7, No. 1, 43 ~ 61.

Keigwin, L. D Jr. , 1979, Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of Deep Sea Drilling Project Sites from the East Equatorial and Central North Pacific Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. , Vol. 45, 361 - 382.

Kennett, J., 1982, Marine Geology. America, Prentic-Hall. Inc. Englewood Cliffs.

Kolla, V., A. W. H. Be and P. E. Biscaye, 1976, Calcium crabonate distribution in the surface sediments of the Indian Ocean. Journal of Geophysical Research, Vol 81, 2605~2612.

Kudrass, H. R., M. Wiedicke, P. Cepek, H. Kreuzer and P. Muller, 1986, Mesozoic and Cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstruction. Marine and Petroleum Geology, Vol. 3, 19~30.

Labeyrie, L. D. and J. C. Duplessy, 1985, Changes in the oceanic $^{13}C/^{12}C$ ratio during the last 140,000 years: high latitude surface water records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 50, 217~240.

Lipps, J. H., W. H. Berger, M. A. Buzas, R. G. Douglas and C. A. Ross, 1979, Foraminiferal Ecology and Paleoecology. 105~191. Houston, Texas.

Lux, B., 1973, Stratigraphic and paleoclimatic analysis of late Pleistocene tropical southeast Pacific cores (with an appendix by N. J. Shackleton) Quat. Res., Vol., 177, 1143~1144.

Martinson, D. G., N. G. Pisias, J. D. Hay, J. Imbrie, T. C. Jr. Moore and N. J. Shackleton, 1987, Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. Quat. Res., Vol. 27, 1~29.

Mook, W. G., J. C. Bommerson and W. H. Staverman, 1974, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 22, 169~176.

O'Neil, J. R., R. N. Clayton and T. K. Mayeda, 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys., Vol. 55, 5547~5568.

Oppo, D. W. and R. G. Fairbanks, 1989, Carbon isotope composition of the tropical surface water during the past 22,000 years. Paleoceanography, Vol. 4, No. 4, 333~351.

Peterson, L. C. and W. L. Prell, 1985, Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800 Kyr record from the Indian Ocean. In Sundquist, E. T. and W. S. Broecker (eds.), the Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 Natural Variations Archaean to Present, Geophys. Monogr. Ser. Vol. 32, AGU, Washington, D. C. 251~269.

Pisias, N. G., D. G. Martinson, T. C. Jr. Moore, N. J. Shackleton, W. Prell, J. Hays and G. Boden, 1984, High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. Marine Geology, Vol. 56, 119~136.

Pisias, N. G. and D. R. Rea, 1988, Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: sea surface response to the southeast trade winds. Paleoceanography, Vol. 3, 21~37.

Prell, W. L., J. Imbrie, D. G. Martinson, J. J. Morley, N. G. Pisias, N. J. Shackleton and H. F. Streeter, 1986, Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: application to the late Quaternary. Paleoceanography, Vol. 1, 137~162.

Qin Yunshan, 1987, Transgression and environmental changes in Changjiang Delta since late Pleistocene. In Qin Yunshan and Zhao Songling (eds.), Late Quaternary Sea-level Changes, China Ocean Press, Beijing, 1~8.

Rubinson, M. and R. N. Clayton, 1969, Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 33, 997~1002.

Ruddiman, W. F. and J. C. Duplessy, 1985, Conference on the last deglaciation: timing and mechanism. Quat. Res., Vol. 23, 1~17.

Sarnthein, M., K. Winn, J. C. Duplessy and M. R. Fontugne, 1988, Global variation of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influnce on CO_2 reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. Paleoceanography, Vol. 3, No. 3, 361~399.

Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke, 1973, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quat. Res. Vol. 3, 39~55.

Shackleton, N. J., 1974, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopes changes in the ocean during the last glacial. In "Colloque International du CNRS N°219", CNRS, Paris, 203~209.

Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke, 1976, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-

239, Late Pliocene to latest Pleistocene. In Clme, R. M. and J. D. Hays (eds.). Investigation of Late Quaternary Palaeoceanography and Palaeoclimatology. Mem Geol. Soc. Am., Vol. 145, 449~464.

Shackleton, N. J., 1977, Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In Andersen, N. R. and A. Malahoff(eds.), Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans. Plenum, New York, 401~427.

Shackleton, N. J., M. A. Hall, J. Line and C. Chuxi, 1983, Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide in the ice age atmosphere. Nature, Vol. 306, 319~322.

Shackleton, N. J. and N. G. Pisias, 1985, Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In Sundquist, E. and W. S. Broecker (eds.), Carbon Cycle and Atmospheric CO_2: Natural Variations Archean to Resent. Geopys. Monogr. Ser. Vol. 32, AGU, Washington, D. C., 303~317.

Shackleton, N. J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume and sealevel. Quaternary Science Reviews, Vol. 6, 183~190.

Sillén, L. G., 1967, The ocean as a chemical system. Science, Vol. 156, 1189~1197.

Taylor, B. and E. D. Hayes, 1980, The tectonic evolution of the South China Sea Basin. In Hayes, D. E. (ed.), The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr. Vol. 23, 89~104.

Taylor, B. and E. D. Hayes, 1983, Origin and history of the South China Sea Basin. In Hayes, D. E. (ed.), Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: part 2. Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr. Vol. 27, 23~56.

Thompson, P. R., A. W. H. Be, J. C. Duplessy and N. J. Shackleton, 1979, Disappearence of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 Yr B. P. in the Indian and Pacific Oceans. Nature, Vol. 280, 554~558.

Thunell, R. C., Miao Qingmin, S. E. Calvert and T. F. Pedsersen, 1992, Glacial – Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water pCO_2. Paleoceanography, Vol. 7, No. 2, 143–162.

Urey, H. C., 1947, Thermodynamic properties of isotopic substances. J. of the Chemical Society, London (Appril), 562~581.

Vincent, E., 1981, Neogene carbonate stratigraphy of Hess Rise (central north Pacific) and paleoceanography implications. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., Vol. 62, 571~606.

Wang Chung-Ho, Chen Min-Pen, Lo Shen-Chung and Wu Jong-Chang, 1986, Stable isotope records of late Pleistocene sediments from the South China Sea. Bulletin of the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica. Vol. 6, 195.

Wang Luejiang and Wang Pinxian, 1990, Late Quaternary Paleoceanography of the South China Sea: glacial-interglacial contrasts in an closed basin. Paleoceanography, Vol. 5, 77~90.

Wegener, A., 1915, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlung vieweg, 23.

Wegener, A., 1924, The Origin of Continents and Oceans. London, Dover.

Winn, K., Zheng, L., H. Erlenkeuser and P. Stoffers, 1990, Oxygen/carbon isotopes and paleoproductivity in the South China Sea during the past 110,000 years. In Jin Xianglong, H. R. Kudrass and G. Pautot(eds.), Marine Geology and Geophysics of the South China Sea. China Ocean Press, 154~166.

Wyrtki, K., 1961, Physical oceanography of the Southeast Asian waters. Scientific result of marine investigation of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959–1961, Naga, Report, 2.

Ziegler, A. M. et al., 1979, Paleozoic paleogeography. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Vol. 7, 473~502.

A STUDY OF PALEOCEANOGRAPHY IN THE SOUTH CHINA SEA DURING THE LATE QUATERNARY

Abstract

The paleoceanographic evolution has been studied in detail during the late Quaternary in the South China Sea (S.C.S.) based on the data of geochemistry, grain size and paleontology from 23 sedimentary cores and 113 surface sedimentary stations. The main results are as follows:

Foraminiferal sand and silty sand winnowing layers controlled by bottom current are found in the northern slope cores of S.C.S. Grain size of pelagic sediments in cores consists of silty clay. There was a clear boundary between glaciation (brown colour) and interglaciation (light white colour) in sediments of some cores. Researches have been made on regular pattern of total grain size, sedimentation hiatuses, terbidites and slides. Oxygen isotope stratigraphy of planktonic and benthic foraminifera is established during the late Quaternary in 8 sedimentary cores. It is the first time that a standard stable carbon isotope stratigraphy has been established during the late Pleistocene, which makes the oxygen and carbon isotopes become a perfect match for determining the chronology. Its another significance is to state clearly that fractionation of carbon isotope is related to carbon cycle, productivity, source water and the utilization of nutrients (e.g. PO_4). A standard $CaCO_3$ stratigraphy is set up using stable isotopic stratigraphic control and comparison with a lot of $CaCO_3$ data from 15 cores during the late Quaternary, it provides a rather reliable and high resolution means for chemostratigraphic correlation which can be correlated in the whole S.C.S. The last appearence datum of *Globigerinoides ruber* (pink) disappeared at oxygen isotope substage 5.5 in 4 cores and at oxygen isotope substage 5.1 in 1 core. A few scattered *G. ruber* (pink) occured from the end of oxygen isotope stage 3, which should belong to redeposit in the core of deep sea base. Sedimentation rates and fluxes were much greater during glacial times than those during interglacial ones since the late Quaternary. Another distinct feature of sedimentation rates and fluxes in terms of the research of high resolution core SO49-37KL is that the sedimentation rates and fluxes were greatly higher during the regression than those during the transgression since oxygen isotopic substage 5.5 including the transitive duration from warm odd number oxygen isotope substages to cold even number oxygen isotope substages during the interglaciation and the transitive duration from oxygen isotopic substage 2.21 to oxygen isotopic substage 2.2. The comparitive research on sedimentation rates and fluxes as well as $CaCO_3$ percentages and non-$CaCO_3$ sedimentation fluxes documents that there existed two terrigenous input periods during which the $CaCO_3$ percentages were diluted by terrigenous materials since late Pleistocene. The first terrigenous input period occurred from oxygen isotopic substage 5.1 to oxygen isotopic stage 5.0 and oxygen isotopic stage 5.0 to oxygen isotopic substage

4.24, the terrigenous input brought about maximum dilution for $CaCO_3$ percentages which possessed the lowest values since late Pleistocene. The second terrigenous input period occurred from oxygen isotopic substage 3.1 to oxygen isotopic stage 3.0, which also caused a very large dilution for $CaCO_3$, but the sedimentation rates and fluxes as well as non-$CaCO_3$ sedimentation fluxes and diluted degree for $CaCO_3$ during this period were entirely less than those during the first terrigenous input. Based on the $CaCO_3$ information of 126 surface sedimentary stations in the S.C.S., the carbonate lysocline depth (CLD) is equal to 2900m; the carbonate critical depth (CCrD) equals 3500m; the $<5\%$ $CaCO_3$ depth equals 4020m; the carbonate compensition depth (CCD) where the rate of $CaCO_3$ dissolution equals the rate of deposition is not found in the modern S.C.S. The reason that the CLD and the CCrD in the S.C.S. are shallower than open oceans is that deepwater mass of the S.C.S. is provided with low CO_3^{2-} concentration and high CO_2 content which is closely related to old deepwater mass and high productivity of the S.C.S. $CaCO_3$ mass accumulation rates (MAR) during the deglaciation of oxygen isotope stages 1/2 and 5/6 recorded high values in the all of cores from below and above the CCrD. During the last deglaciation the CCrD deepened from 3500m to 4095m. $CaCO_3$ MAR of core SO49-14KL (3634m) below the CCrD was in accordance with dissolution cycles of "Pacific carbonate type" during the late Pleistocene. Percentages of benthic foraminifera in total foraminifera assemblages of core SO49-14KL is consistent with $CaCO_3$ MAR curve during oxy gen isotope stage 5, however the (forominiferal dissolution index FDI) was out of accord with $CaCO_3$ MAR curve during oxygen isotope stage 4 and from the beginning of oxygen isotopic stage 2 to approx. 17ka. This indicates that FDI was subject to the influnce on glacial ecologic species of forams. Researches on the evolution of carbon cycles show that there were good $CaCO_3$ perservation in $CaCO_3$ compensation zone, an increase of deepwater CO_3^{2-} concentration, a decrease of deepwater CO_2 content and a depression (>1700m) of calcite saturation/undersaturation (which equals 1700m at present of the S.C.S.) during the last deglaciation as well as oxygen isotope stages 2 and 3 (except for the vicinity of 24ka); during oxygen isotope stages 5 (<124ka) and 4 there were poor preservation (stronger dissolution) in $CaCO_3$ compensation zone, a decrease of deepwater CO_3^{2-} concentration, an increase of deepwater CO_2 content and a shoaling ($\leqslant 1700$m) of calcite saturation/undersaturation. The evolution can best be explained by "watermass" ocean model developed from Sillén and Harvey ocean. Cores of intermediate and deep watermasses recorded higher values on organic carbon fluxes, primary and export productivity during glacial ages than during interglacial ones. High export productivity was recorded on C5.1 and C3.11 events of stable carbon isotope from 2 cores. $\delta^{13}C$ of benthic foraminifera and $\Delta\delta^{18}C_{B-P}$ are lighter during glacial times than those during interglacial ones. $\Delta\delta^{13}C_{B-P}$ curves of core SO50-37KL and SO49-8KL are in close accordance with carbon dioxide concentration in the Vostok ice core from the Antarctic during the late Pleistocene. Paleotemperature and paleosalinity of surface water which were reflected by $\Delta\delta^{18}O_{S-N}$ of *G. sacculifer* is similar between the northern part and the southern part of the S.C.S. during the last glaciation, but in interglacial ages there was an existence of larger latitudinal temperature gradients. $\delta^{13}C$ of *C. wuellerstorfi* indicated that deepwater of southern part is of the characteristics of old age water and long resisdence time in comparison with that of northern part in S.C.S. Deepwater was mixed into a nutrient-depleted watermass that produced the vertical mixing in Pacific

Oceanand the S.C.S. in the last glacial maximum based on the $\delta^{13}C$ tracer of *C. wuellerstofi*. Cd/Ca values of benthic foraminifera in core SO49-8KL (1040m) were lower during glacial ages than those during interglacial ones from oxygen isotope stage 5, which also indicates that a source of nutrient – depleted water occured in the boundary between intermediate and deep waters during the last glacial maximum. Based on a comparison between the oxygen isotope records of benthic and planktonic foraminifera from core SO49-8KL and sealevel change record derived from the Huon Peninsula, New Guinea, it is found that both records are very similar from 72ka B.P. to the present, especially for the benthic oxygen isotope record. Paleosalinity of surface water calculated by $\delta^{18}O$ and foraminiferal transfer function paleotemperature possessed lower values during oxygen isotope stage 5 and 160～180ka and higher values in other times from oxygen isotope stage 6.

Key words: The South China Sea, late Quaternary, oxygen and carbon chronostratigraphy, carbon cycle, evolution of surface and deep watermasses, paleoceanography, sedimentation rates and fluxes, oxygen isotopes and sea level change.